

Ísland – hraðskreið eyja á hægfara botni

Arni Hjartarson, Rannsóknasviði Orkustofnunar

Rekhraði og gliðnun í Norður Atlandshafi hafa verið vel þekkt í á fjórða áratug. Fyrstu ágiskanir voru settar fram í frægri grein Tuzo-Wilsons 1963 en árið 1966 birti Vine nákvæmari niðurstöður byggðar á athugunum á segulreinum hafsbotsins og adursgreiningum á þeim, 0,8 – 1,0 cm/ár til hvorrar handar. Í nýjustu reiknilíkönun er hann talinn vera um 0,9 cm /ár og segja má að þetta sé almennt viðurkennd stærð. Elsta vel aldursgreinda berg á Íslandi er á útnárum landsins í austri og vestri; 15 m.ára á Vestfjörðum (í Tóarfjalli) og 13 m.ára í Gerpi. Um 480 km eru þar á milli. Aldur berggrunnsins fer síðan í grófum dráttum lakkandi í átt að gosbeltunum inn til landsins. Með því að deila meðalaldrir elsta bergs í austri og vestri upp í breidd landsins ætti rekhraðinn til hvorrar handar að koma í ljós: $480 \text{ km} / 14 \text{ m.ár} = 34 \text{ km/m.ár} \Rightarrow \text{Gliðnun} = 3,4 \text{ cm/ár} \Rightarrow \text{Rek til austurs og vesturs} = 1,7 \text{ cm/ár}$. Niðurstaðan er mun hærri en hinn almennt viðurkenndi rekhraði. Jarðmyndanir Gerpis og Tóarfjalls eru komnar upp í fornu gosbelti, Snæfellsnes-Húnaflóa beltinu, sem og mestöll blágrýtismyndun landsins. Grágrýti og móberg Norðurlands er hins vegar upp runnið í Norðurlandsgosbeltinu sem enn er virkt. Bein lína sem tengir Gerpi og Tóarfjall liggur því næst samsíða rekstefnunni. Rekhraði nokkurra jarðmyndana sem liggja nálægt nefndri línu hefur verið skoðaður og er sýndur í töflu hér að neðan.

	Jarðmyndun	Tímaspönn (10^6 ár)	Rekhraði (cm/yr)
Tóarfjall	Blágrýtisstaflí	9	1,7
Gerpir	Megineldstöð	13	1,75
Anómalía 5 á Austurlandi	Segulrein	10,5	1,75
Plíó-Pleistósen beltíð á Norðurlandi	Gosbelti	3,3	1,75
Allt Ísland (Tóarfjall–Gerpir)	Ísland	14	1,7

Rekhraðinn sem kemur út úr þessum dæmum er furðu hár og furðu jafn þótt jarðmyndarnir séu af ólíkum toga, upp runnar í mismunandi gosbeltum og tímabilin ólík. Dæmin liggja þó öll á eða mjög nærri tengilínu Tóarfjalls og Gerpis. Norðar fæst lægri rekhraði og við Kolbeinseyjarhrygg norður af landinu er hann kominn í 0,9 cm/ár. Sunnan við línuna fæst hærri rekhraði og hámarkið virðist vera á línu þvert yfir miðju heita reitsins, $>3 \text{ cm/ár}$. Síðan lækkar hann til suðurs og á Reykjanes-hrygg er hann kominn í 0,9 cm/ári.

Nú kann að þykja ótrúlegt að rekhraðinn á Íslandi sé meiri en rekið á jarðskorpuflökunum sem það tilheyrir. En þá hlýtur eitthvað að vera bogið við aldursgreiningar á landinu, jarðsögulegt tímatal og segulkvarða. Bergið austanlands og vestan ætti að vera miklu eldra, 25 m.ára eða svo. Það er líka mjög ótrúleg niðurstaða. Þriðja skýringin gæti verið sú að undir landinu leyndist væn flís af eldra bergi, eldfornri mengilandsskorpu eða gamalli úthafsskorpu. Það gæti skýrt háan en falskan sýndarrekhraða. Þessi “flís” þyrfti þó að vera um 50.000 km^2 að flatarmáli, það telst heldur ekki trúleg skýring. Gliðnun Plíó-Pleistósen beltisins á Norðurlandi mælir auk þess gegn henni.

Að öllu samanlögðu er niðurstaðan sú að það sé rekhraðinn sem þarfist endurskoðunar og að Ísland sé hraðskreið eyja á hægfara sjávarbotni

Heimildir

- DeMets, C. Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. 1990: Current Plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425-478.
- Guðmundsson, Ágúst 2000: Dynamics of Volcanic Systems in Iceland: Example of Tectonism and Volcanism at Juxtaposed Hot Spot and Mid-Ocean Ridge System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28, 107-140.
- Harðarson, B.S., Fitton, J.G., Ellam, R.M. and Pringle, M.S. 1997: Rift relocation – a geochemical and geochronological investigation of a paleo-rift in NW Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 153, 181-196.
- Helgason, J. 1985: Shifts of the plate boundary in Iceland: Some aspects of Tertiary volcanism. *JGR* 90, 10084-10092.
- Johannesson, H. 1980: Jarðlagaskipan og þroun rekbelta á Vesturlandi. *Naturfræðingurinn* 50, 13-31.
- Jóhannesson, H and Sæmundsson K. 1998: Geological map of Iceland 1:500.000. Tectonics. Icelandic Institute of Natural History, Reykjavík.
- Kristjánsson, L., A. Guðmundsson and H. Haraldsson 1995: Stratigraphy and paleomagnetism of a 3-km-thick Miocene lava pile in the Mjóifjörður region, eastern Iceland. *Geol. Rundsch.* 84, 813-830.
- Kristjánsson L. and G. Jónsson 1998: Aeromagnetic results and the presence of an extinct rift zone in Western Iceland. *J. Geodyn.* 25, 99-108.
- McDougall, I., Watkins, N.D., Walker, G.P.L. and Kristjánsson, L. 1976: Potassium-Argon and Paleomagnetic Analyses of Icelandic Lava Flows: Limits on the Age of Anomaly 5. *Journal of Geophysical Research* 81, 1505-1512.
- Moorbath, S., Sigurdsson, H. and Goodwin, R. 1968: K:Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 4, 197-205.
- Pálmason, G. 1981: Crustal rifting and related thermomechanical processes in the lithosphere beneath Iceland. *Geol. Rundsch.* 70, 244-260.
- Sigmundsson, F., Einarsson, P., Bilham, R. and Sturkell, E. 1995: Rift transform kinematics in south Iceland: Deformation from Global Positioning System measurements 1986 to 1992. *gr* 100, 6235-6248.
- Sæmundsson, K. 1979: Outline of the geology of Iceland. *Jökull* 29, 7-28.
- Tuzo-Wilson, J. 1963: Evidence from Islands on the Spreading of Ocean Floors. *Nature* 197, 536-538.
- Vine, F.J. 1966: Spreading of the Ocean Floor: New evidence. *Science* 154, 1405-1415.
- Walker, G.P.L. 1975: Excess spreading axes and spreading rate in Iceland. *Nature* 255, 468-470.
- Walker, G.P.L. 1976: Spreading rate in Iceland. *Nature* 261, 75-76.
- Watkins, N.D. and Walker, G.P.L. 1977: Magnetostratigraphy of Eastern Iceland. *American Journal of Science* 277, 513-584.

Súrefnis- vetnis- og kolefnissamsætur í yfirborðsvatni á Íslandi

Árný E. Sveinbjörnsdóttir

Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

Í fyrirlestrinum verður sagt frá þeim gögnum sem liggja fyrir um hlutföll súrefnis-vetnis- og kolefnissamsætna í íslensku yfirborðsvatni. Fjallað verður um uppruna og “kolefnisbúskap” yfirborðsvatns.

Súrefni og vetni

ÞD styrkur yfirborðssýna og kalds grunnvatns er mjög breytilegur hér á landi og liggur á bilinu -50‰ til -106‰ (Bragi Árnason, 1976). Hann hefur verið notaður í fulla þrjá áratugi til að kortleggja grunnvatnsstreymi og skýra uppruna jarðhitavatns. Sýnt hefur verið fram á að línuleg tengsl ríki milli samsætuhlutfalla súrefnis og vetnis í árlegum meðalgildum úrkomu, þar sem vatnið hefur ekki orðið fyrir öðrum áhrifum en uppgufun sjávar og síðan þéttingu (Craig, 1961). Eftir að nýr massagreininir kom til landsins árið 1984 hafa hlutföll súrefnis- og vetnissamsætna verið mæld og tengsl milli þeirra rannsökuð. Niðurstöður þeirra rannsókna sýna að fyrir kalt vatn á Íslandi er tengslum milli súrefnis- og vetnissamsætna best lýst með eftirfarandi tveimur línur (Sveinbjörnsdóttir og fl., 1995):

$$(1) \quad \delta D = 6,5 * \delta^{18}O - 3,5 \quad \text{þegar } \delta^{18}O > -10,5\text{‰}$$

$$(2) \quad \delta D = 8 * \delta^{18}O + 11 \quad \text{fyrir léttari sýni}$$

Þegar stöðugleiki samsætustyrks í uppsprettum annars vegar og litlum lækjum hins vegar er skoðaður með tíma sést að breytingarnar eru litlar en þó mælanlegar í lindum en mun stærri í lækjum. Breytingarnar koma líka fyrr fram í lækjunum. Þetta má skýra með því að lindir eru blanda af úrkomu yfir langan tíma, en í lækjum er úrkoma, sem fallið hefur á tiltölulega stuttum tíma.

Mynd 1. Tengsl $\delta^{18}O$ og δD í íslensku yfirborðsvatni og köldu grunnvatni. Úrkomulínur fyrir Ísland eru einnig sýndar.

Mörg sýnanna sem skilgreina úrkomulínur landsins eru tekin úr ám og lækjum að sumar- eða haustlagi. Þess vegna er ekki við því að búast að þau skilgreini meðalársgildi viðkomandi staðar betur en upp á $\pm 1.5\%$ í δD , en það eru frávik úrkomunnar frá ofangreinum línunum (mynd 1).

Sýnum af jarðvatni (*soil water*) hefur verið safnað og fylgir það allvel úrkomulínunum fyrir Ísland, en liggur aðeins undir þeim. Samsætugildi sumra stöðuvatna sýna töluverð frávik frá úrkomulínunum vegna uppgufunar.

Kolefnissamsætur

Á Íslandi má gera ráð fyrir a.m.k. þrenns konar uppruna kolefnis í yfirborðsvatni, þ.e. CO_2 úr andrúmsloftinu, lífrænu CO_2 úr jarðvegi og CO_2 úr því bergi sem vatnið hefur leikið um. Styrkur kolefnissamsætna er mjög mismunandi eftir uppruna kolefnis og er því hægt að nota kolefnissamsætur til að rekja uppruna kolefnis í vatni og kortleggja rennislísið þess.

^{14}C styrkur yfirborðsvatns (ár, lækir og stöðuvötn) liggur á bilinu frá 85 til 117 pMC (*percent Modern Carbon*) sem samsvarar ^{14}C aldri frá u.þ.b. 1700BP til okkar daga (*modern*). Jarðvatn er allt (nema eitt sýni) yngra en frá ca. 1950, þar sem ^{14}C styrkur sýnanna endurspeglar breyttan ^{14}C styrk andrúmslofstins eftir kjarnorkutilraunirnar sem hófust um 1950. Yfirborðsvatn sem gefur einhvern ^{14}C aldur er annað hvort blandað jarðhitavatni, sem inniheldur tiltölulega lágan ^{14}C styrk eða hefur verið safnað úr jökulám sem innihalda ísbráð gamals jökulíss.

Mynd 2 sýnir að í köldu yfirborðsvatni (þ.e. ám, lækjum og stöðuvötnum) liggur $\delta^{13}C$ á bilinu -1 til -14% , jarðvatn er hins vegar mun lægra í $\delta^{13}C$ eða frá -15 til -26% . Á mynd 2 má greina samband milli styrks CO_2 og $\delta^{13}C$ í ám, þannig að því meira af CO_2 sem greinist í ánum því lægra er $\delta^{13}C$. Jarðvatnið sýnir hins vegar engin slík tengsl.

Heimildir

Bragi Árnason, 1976. *Groundwater systems in Iceland traced by deuterium*. Reykjavík, Societas Scientiarum Islandica 42. 236p.

Craig, H., 1961. Isotope variations in meteoric waters. *Science* 133. 10702-10703.

Sveinbjörnsdóttir, Á.E., Johnsen, S. and Arnórsson, S., 1995. The use of stable isotopes of oxygen and hydrogen in geothermal studies in Iceland. *Proceedings World Geothermal Congress*, Florence, Italy. 1043-1048.

Mynd 2. Tengsl $\delta^{13}C$ og styrks CO_2 í ám og jarðvatni.

Jarðskjálftavirkni á Íslandi 2001

Bergþóra S. Þorbjarnardóttir, Gunnar B. Guðmundsson og Steinunn S. Jakobsdóttir

Veðurstofu Íslands

Rúmlega 14.000 jarðskjálftar mældust árið 2001 með SIL netinu. Fyrri hluti árs mældust langflestir jarðskjálftar á sprungunum tveimur í Holtum og við Hestfjall, þar sem 17. og 21. júní 2000 skjálftarnir áttu upptök sín. Þetta voru þó litlir skjálftar, meirihlutinn innan við 1 að stærð.

Margar smáhrinur mældust hér og þar um landið. Tvær stórar jarðskjálfta- hrinur voru norðan við land. Fyrri hrinan hófst um miðjan september í Öxarfirðinum og seinni í desember fyrir mynni Eyjafjarðar. Aðrar minni hrinur áttu sér stað við Grímsey og Flatey.

Jarðskjálftavirkni undir Mýrdalsjökli var mikil fyrstu þrjá mánuði ársins, en lítil frá apríl og fram í ágúst, þegar haustskjálftar svonefndir fóru aftur af stað. Í stað þess að virkni færi minnkandi í desember eins og vanalegt er hélt hún áfram af sama krafti næstu vikurnar.

Stök jarðskjálftavirkni var undir Vatnajökli, Hofsjökli og Langjökli, sem og við Öskju og Herðabreið.

Nokkur virkni var á Reykjaneshrygg á árinu. Í haust voru nokkrar smáhrinur við Geirfugladrang og síðustu daga desembermánaðar mældust um 30 jarðskjálftar við Eldeyjarboða.

Lítill virkni var á Reykjanesskaga, en athygli vakti smáhrina austan við Lækjarbotna í nóvember, en skjálftar úr þeirri hrinu fundust á höfuðborgarsvæðinu.

Í lok ársins voru 42 stöðvar í SIL mælanetinu. Stöðvar í Vestmannaeyjum, á Brettingsstöðum í Flateyjardal, á Flatey á Skjalfanda, á Grímsfjalli og á Eystri-Skógum undir Eyjafjöllum bættust í netið á árinu.

Sundurgreining Reykjavíkurgrágrýtisins

Bergur Sigfússon, Raunvísindastofnun Háskóla Íslands

Tilgangur verkefnisins var að athuga hvort hægt væri að greina Reykjavíkur-grágrýtið í sundur með bergefnafræðilegum aðferðum og var þetta lokaverkefni höfundar í HÍ. Þetta var gert með því að safna bergsýnum víðs vegar um borgina sem voru síðan efnagreind í litrófstæki (ICP-AES) á RHÍ og í röntgentæki (XRF) í Edinborgarháskóla. Sýni voru tekin á yfirborði á nesinu norðan Fossvogs og Fossvogs-dals og austan Elliðaáa. Einnig var borholugögnum af svæðinu safnað saman til að endurskapa eftir füngum landslag svæðisins eins og það leit út áður en fyrstu grágrýtis-hraunin runnu yfir það. Þeim var safnað frá Hvaleyri í suðri upp á Álfsnes í norðri.

Líkan af fornlandslagi svæðisins er mjög ólíkt því landslagi sem við eigum að venjast í dag og einkennist að miklu leyti af öskjurim Viðeyjareldstöðvarinnar. Þessi rani er á köflum í samræmi við segulfrávik sem fundist hafa á svæðinu og hafa verið talin sýna staðsetningu öskjurima Viðeyjareldstöðvarinnar. Sunnan við ranann (undir Mjódd) er djúp dæld í landslagið og kemur eyða í rétt segulfrávik þar. Þessi dæld gæti verið vegna þess að brot hefur myndast utan við öskjurima og því hafi hrunið úr brotinu til suðurs. Síðan hafi jökull átt auðvelt með að fjarlægja efnið sem var veikara fyrir rofi en umhverfið. Líkanið bendir ekki til þess að dældin nái til sjávar en það er hugsanlegt að hún komi ekki fram vegna þess að holur JE-1 og VV-1 á Kársnesi ná ekki niður úr grágrýtinu en þar gæti verið langt niður á eldri berggrunninn. Þetta þyrfti þá í öllu falli að vera mjög þröngur dalur sem næði til sjávar á milli HS-11 og HS-13, þ.e.a.s. undir miðjum Kópavogshálsi. Að frátöldum áðurnefndum rana í Viðeyjarsundi og fyrirbærum tengdum honum er fornlandslag Reykjavíkur nokkuð aflíðandi brekka til vesturs.

Öll bergsýnin liggja nálægt pikrítísku svæði basalts á TAS-línuriti. Á grundvelli aðalefna í bergsýnunum reyndist unnt að greina bergsýnin í tvo hópa með óbyggjandi hætti. Sýni úr Öskjuhlíð, Seltjarnarnesi og Skólavörðuholti ásamt sýni sem tekið var í Garðabæ skera sig frá fjöldanum en þau eru einmitt úr efstu hlutum grágrýtisstafans. Ef gert er ráð fyrir að öll sýnin eigi sér sama uppruna er ekki hægt að skýra mun á efnasamsetningu vegna kristöllumar plagíóklass. Hlutkristöllum ólivíns úr móðurkviku skýrir aðeins breytingu í efnasamsetningu innan hraunstrauma en ekki milli svæða vegna þess að sýnin efst í staflanum eru járnríkari en afgangur sýna þrátt fyrir að hafa álíka magnesíuminnihald.

TiO₂ á móti FeO* greinir hraunin vel í sundur. Títaníum gengur aðallega inn í þrjár steindir í basalti, spíníl, ilmenít og píroxen. Spínill byrjar ekki að falla út úr kviku að einhverju marki fyrr en SiO₂ hlutfall er komið í um 51% og styrkur Ti er mjög lítill í píroxeni. Þess vegna á Ti að vaxa smátt og smátt í samræmi við Fe og hraunin í Reykjavík gera það. Það sem þó vekur mesta athygli er að eyða kemur í samsetningardreifinguna og hún er einmitt tengd sýnunum landfræðilega á þann hátt að sýni sem lenda ofan við eyðu eru efst í staflanum (ofarlega á Skólavörðuholti, í Öskjuhlíð og við Veðurstofuna, á Seltjarnarnesi og í Garðabæ). Með hjálp aðalefnagreininga virðist því vera hægt að greina Reykjavíkurgrágrýtið í a.m.k. tvær syrpur, annars vegar þau hraunlög sem eru á Seltjarnarnesi og Öskjuhlíð ásamt BS-14 (í Garðabæ) og BS-20 (við Austurbæjarskóla) og hins vegar afganginn af hraunum á svæðinu. Fyrirnefndu hraunin eru oftast á sama reiki á Harker-gröfum eins og fram hefur komið og skera sig oft dálítið út úr fjöldanum. Þessi hraun eru þó sennilega öll úr sama eldstöðvarkerfinu vegna þess að þau hafa svipaða dreifingu eins og t.d. í Reykjaneskerfinu.

Með utangarðsefnum (Zr, Y og Nb), sem segja til um uppruna í möttli, greinast sýnin a.m.k í tvo hópa og eru þetta nánast sömu sýni og aðalefni greindu í sundur. Efri möttullinn er snauður af Nb en neðri möttullinn er auðgaður af Nb miðað við þann efri. Hægt er að reikna

ΔNb út frá þessum utangarðsefnum en ΔNb segir til um hvort auðgun eða sneyðing er á Nb í hraunum miðað við fast hlutfall Y og Zr í bergi þegar miðað er við neðri mörk samsetningarraðar sem lang flest basísk hraun á Íslandi mynda. Hraun á Íslandi eru flest með jákvætt ΔNb og því jákvæðara sem áhrif möttulstróksins eru meiri. Á sama hátt hefur N-MORB basalt án nokkura áhrifa frá stróknum neikvætt ΔNb en þegar áhrifa möttulstróka fer að gæta verður ΔNb jákvæðara. ΔNb er ónæmt á mismikla hlutbráðnun úr möttli, sneyðingu vegna gegnumflæðis kviku um möttul, mengun frá skorpu, lágþrýstikristal-diffrun og ummyndun á yfirborði. Skortur á sýnum kemur í veg fyrir að hægt sé að greina bergsýnin með vissu upp í þrjá hópa á grundvelli utangarðsefna.

Þrátt fyrir að hægt sé að greina hraunin í hópa út frá efnasamsetningu er erfitt að segja til um uppruna þeirra án frekari gagnaöflunar en þau eru þó sennilega ekki af sama uppruna í möttlinum eins og bent hefur verið á. Þá vaknar sú spurning hvaðan hraunin séu komin og hver afstaða þeirra sé innbyrðis. Um þrjá möguleika virðist einkum að ræða.

Í fyrsta lagi getur verið um að ræða tvö eða fleiri gos úr sama eldstöðvakerfi þar sem hraunin í Öskjuhlíð, Seltjarnarnesi og Skólavörðuholti séu einfaldlega hraun sem hafa runnið seinna úr sama eldstöðvakerfi. Túlkun á efnagreiningum styður þetta að hluta til en einkennileg þykir að þá eyðan í samsetningardreifingu á $\text{FeO}^*/\text{TiO}_2$ grafi. Ef jökull hefur rofið í burt þau hraunlög sem ættu að lenda í þessari samsetningareyðu ætti jökulruðningur eða setlög að finnast á milli hópanna. Ef jökull hefur ekki rofið burt lög á milli hópanna, eða einhverjar aðrar skýringar eru á samsetningareyðunni, hefur jökull a.m.k. rofið mestan hluta þeirra hrauna sem mynda koll Öskjuhlíðar og Seltjarnarness í burt. Þetta er mjög mikið rof á köflum (t.d. milli Öskjuhlíðar og Seltjarnarness).

Í öðru lagi getur verið að hraunin í Öskjuhlíð, Seltjarnarnesi og Skólavörðuholti séu mun eldri en grágrýtið í kring og að þetta hafi verið jökulrofnir hólar og síðan hafi grágrýti lagst upp að þeim a.m.k. einu jökulskeiði seinna. Túlkun á efnagreiningum hafnar ekki þessari tilgátu þótt samkvæmt $\text{FeO}^*/\text{TiO}_2$ séu fyrrnefndu hraunin þróaðri en þau síðarnefndu. Hins vegar hafa ekki fundist nein millilög til að greina þessa tvo hópa í sundur.

Í þriðja lagi getur verið um að ræða nokkur eldvörp sem tilheyra öll sérstöku eldstöðvakerfi á Reykjavíkursvæðinu, þ.e.a.s. gosrásir séu undir Seltjarnarnesi, Skólavörðuholti og Öskjuhlíð og að eldvörpin hafi gosið á sama tíma löngu eftir að hin grágrýtishraunin á svæðinu runnu. Hraunin hafa oft á köflum mjög hátt hlutfall loftblaðra og má t.d. nefna að í yfirgefnum húsgrunni á Víghól í Kópavogi verða blöðrur upp í 7 cm í þvermál og þar er engin ákveðin stefna á blöðrum sjáanleg. Það er því ekki að sjá að mikil hreyfing hafi verið á hrauninu þegar það storknaði þar. Þetta kann að þykja ótrúlegt þar sem Reykjavíkursvæðið er löngu komið út úr hinu eiginlega rekbelti en kvikan gæti leitað til norðurs eftir sprungusveimnum frá miðju eldstöðvakerfisins á Reykjanesi og komið upp þar sem sprungusveimurinn sker Viðeyjarmegineldstöðina. Það má því hugsa sér að móðurkvikan eigi uppruna sinn í Reykjaneskerfinu en efnagreiningum svipar til efnagreininga þaðan. Að eldvirkni skuli taka sig upp aftur eftir langt hlé í gamalli megineldstöð er ekkert einsdæmi og má nefna að í Grímsnesi gaus á nútíma þrátt fyrir að svæðið sé komið um 25 km út fyrir rekbeltið. Undir Seyðishólum er einmitt forn megineldstöð. Kvika getur einnig hlaupið mjög langa leið eftir sprungusveimnum eins og t.d. eftir Veiðivatnasveimnum inn í Torfajökulssvæðið.

Vatnafarskort af utanverðu Snæfellsnesi

Bjarni Reykr Kristjánsson¹, Árni Hjartarson² og Haukur Jóhannesson²

¹Háskóli Íslands, ²Orkustofnun.

Vatnafarskort af utanverðu Snæfellsnesi er hluti af rannsóknarverkefni til meistaraþrófs í jarðfræði við HÍ sem lýkur haustið 2002. Verkefnið fjallar um vatnajarðfræði, kortlagningu vatnafars og ferli sem ráða efnainnihaldi grunnvatns af utanverðu Snæfellsnesi, vestan Fróðár. Vatnsgæði eru athuguð sérstaklega svo og vatnsgeng jarðlög í tengslum við núverandi vatnsból og möguleg framtíðarvatnsból.

Vatnafar undir Jökli og þar í grennd ræðst mest af mikilli úrkomu sem fellur á ungar og lekar jarðmyndanir sem aftur hvíla á þéttari grunni tertíers bergs. Rigningarvatn sígur fljótt í jörðu og skilar sér með grunnvatnsstraumum til lindasvæða en hluti þess streymir neðanjarðar allt til sjávar. Leysingavatn frá vetrarsnjó og jökulis sígur einnig að mestu í jörð og fer sömu leið og regnvatnið. Ár og lækir hafa víðast sterk lindavatnseinkenni, ekkert jökulvatn fellur til sjávar nema í leysingatið. Í Snæfellsbæ eru mikil og góð lindasvæði á nokkrum stöðum og gefa þau stærstu af sér meira en 1000 l/s af góðu grunnvatni sem stenst alla heilbrigðis- og gæðastaðla. Neysluvatnsmál eru almennt séð í góðu lagi. Einkenni vatnsins eru lágt hitastig, efnainnihald og pH.

Lindir á svæðinu eru fyrst og fremst lægðarlindir (*depression springs*) sem koma fram þar sem jarðaryfirborð sveigir niður undir grunnvatnsborð. Þetta á við um rætur móbergsfjalla og dalbotna. Lagmótalindir (*contact springs*) eru einnig algengar og finnast næstum alls staðar í tengslum við mislægið sem liggur um svæðið. Lindir í tertíera berggrunninum eru fáar og vatnslitlar vegna þess hversu þéttur hann er. Nokkrar lindir í tertíera staflanum skera sig verulega frá öðrum en það eru ölkeldurnar.

Mest er lektin í nútímahraununum sem þekja stóran hluta láglendis á rannsóknarsvæðinu og ná í sjó fram. Þar er lítið um vatn á yfirborði. Þó eru engin lindasvæði þekkt við ströndina þótt þau hljóti að vera þar. Þar sem hraun liggja þéttara bergi koma fram vatnsmiklar lindir við jaðrana. Dæmi um þetta eru við Hnausahraun (um 1400 l/s), Klifhraun (um 400 l/s) og Skarðshraun (um 2500 l/s).

Hin yngri grágrýtishraun hafa einnig mikla lekt. Dæmi um lindasvæði í slíkum hraunum eru við Gerðuberg (um 300 l/s) og í Fossdal (um 1000 l/s). Nokkuð dregur úr lekt grágrýtishraunanna eftir því sem aldur þeirra er hærri og nær dregur mislæginu. Engin veruleg lindasvæði eru í tengslum við þessi lög.

Víða tengjast lindasvæði rótum móbergsfjalla eða móbergsmýndana. Áin Sleggjubeina kemur úr slíku lindasvæði þar sem hún sprettur fram fullvaxin undan móbergi um 1200 l/s. Upptakalindir Grísafossár gefa um 360 l/s og lindir Hamraendalækjar gefa um 600 l/s.

Dæmi um lindir í brotabergi eru hin stöðugu upptök eystri kvíslar Fossár austan Ólafsvíkur. Þar sprettur stór hluti árinna fram, um 500 l/s, á 100 m kafla í gilbotni. Gilið sker ísúrt innskota- og brotaberg sem er mjög lekt og tekur til sín vatn úr öllum efri hluta Fossárdals allt að jökli.

Tertíeri jarðlagastaflinn hefur mjög litla lekt. Hann hefur þétt af holufyllingum og ummyndun.

Laus jarðlög eru víðast hvar lítil umfangs og hafa takmörkuð áhrif á vatnafar. Mest er um þau við Hólmkelsá en þar hefur grunnvatni í eyrum verið dælt úr borholum.

Liggja leifar af meginlandsskorpu undir norðaustanverðu landgrunni Íslands? Frumniðurstöður bylgjubrotsmælinganna KRISE2000 benda ekki til þess.

Bryndís Brandsdóttir(1), Emilie Hooft(2), Tomoki Watanabe(3), Yoshio Murai(3), Hideki Shimamura(3), Tetsuo Takanami(3), Rolf Mjelde(4) og Andrew Barclay(5).

(1) Raunvísindastofnun Háskóla Íslands, (2) Oregon háskóla, USA, (3) Hokkaido háskóla, Japan, (4) Bergen háskóla, Noregi, (5) Woods Hole Oceanographic Institution, USA

Þrátt fyrir að viðamiklar bylgjubrotsmælingar síðasta áratuginn hafi gjörbreytt hugmyndum okkar um innri gerð og þykkt jarðskorpunnar undir Íslandi er ýmislegt á huldu varðandi myndunarsögu landgrunnsins. Fyrirliggjandi gögn sýna að skorpan undir Íslandssvæðinu er allt að 40 km þykk, margfalt þykkari en í úthafinu þar sem meðalþykktin er um 7 km. Umframþykktin kemur frá Íslandsmöttlulstróknum en rekja má slóð hans síðustu 60 milljón árin yfir þvert norðanvert Atlantshafið, frá Grænlandi um Íslands-Grænlandshrygg, Ísland, Íslands-Færeyjahrygg, Færeyjar og yfir til Skotlands.

Töluverð skorpuþykknun einkennir einnig meginlandsjaðrana þar sem áhrifa möttlulstróksins gætti við opnun Atlantshafsins á síðari hluta Krítartímabilsins og snemma á Tertíer. Skorpan er 15-25 km þykk undir hraunlögum og gangainniskotum frá þessum tíma (dipping reflectors) á vesturjaðri Hattonbanka og Vöringsléttunni við Noreg og einnig hefur neðri hluti hennar mun hærri hljóðbylgjuhraða (> 7 km/s) en meginlandsskorpan á þessu svæði (< 7 km/s). Talið er að háhraðalögin í neðra hluta skorpunnar hafi myndast við kvikuítroðslu (underplating) samhliða innskota og eldvirkni við yfirborð. Sambærileg háhraðaskorpa einkennir neðri hluta Íslands og töluvert hugmyndaflug þarf til þess að breyta henni í meginlandsskorpu áþekka þeirri sem liggur undir Vöringsléttunni og Jan Mayen hryggnum.

Jarðskorpuþykkt í slóð möttlulstróksins er 10-30 km meiri en á úthafshryggjunum við Ísland. Skorpuþykkt á Íslands-Færeyjahryggnum er 25-30 km en 35 km undir Austfjörðum. Aukning í skorpuþykkt undir Austfjörðum er talin stafa frá rekbeltaflutningum. Áhrif möttlulstróksins má einnig rekja út eftir hryggjunum norður og suður af landinu. Skorpan þykkar úr 10 km suður undir 60°N á Reykjaneshrygg í 14 km við Reykjanestá. Jarðskorpuþykkt á Kolbeinseyjahrygg er svipuð í sömu fjarlægð frá miðju möttlulstróksins og á Reykjaneshrygg. Skorpan er um 10 km þykk við 70°N og 14-15 km á 67°N. Bergfræðilíkon gefa til kynna að 10-30 km

framleiðsluaukningu heita reitsins megi skýra með 150-300°C hærri möttulhita í miðju hans. Bylgjubrots- og ísótópamælingar hafa einnig leitt í ljós sveiflur í möttuluppstreyminu á tertíer sem endurspeglast í allt að 5 km mismun í skorpuþykkt á milli einstakra svæða. Samspil plötuskilanna og heita reitsins ásamt tilsvarende gliðnun og rekbeltaflutningum flækja einnig myndunarsögu jarðskorpunnar á Íslandssvæðinu.

Gliðnun hófst á milli Grænlands og Noregs fyrir um 50 milljónum ára. Rekbeltastökk til vesturs um 14 milljón árum seinna varð þess valdandi að flís af 11-15 km þykkri meginlandsskorpu, Jan Mayen hryggurinn, rifnaði frá landgrunni Grænlands og situr nú norðaustan Íslands. Enn er óljóst hversu langt og hvernig Jan Mayen hryggurinn teygir sig í áttina til Íslands. Frumniðurstöður bylgjubrotsmælinga á rúmlega 700 km langri línu, frá 66.8°N og 19°V vestan Kolbeinseyjahryggar og austur að 66.3°N og 5°V á Ægishrygg gefa til kynna 4-5 km skorpuþykknun við 66.45°N og 9°V með svipaðri háhraðaskorpu og á Íslands-Færeyjahryggnum. Skorpuþykknun á þessu svæði, þ.e. norðaustan Íslands og sunnan Jan Mayen hryggjarins virðist því tengjast slóð möttlulstróksins eftir Íslands-Færeyjahryggnum.

Pilot Study of the Tjörnes Fracture Zone, offshore Northern Iceland, using High-Resolution Multichannel Seismic Reflection Profiling and CHIRP Sonar

Bryndís Brandsdóttir (1), Robert Detrick (2), Neal Driscoll and Graham Kent (3)

(1)Science Institute, Univ. of Iceland, Hagi, Hofsvallagata 53, 107 Reykjavík, Iceland, (2)Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA 02543, (3)Scripps Institution of Oceanography, Univ. of Calif., San Diego, CA 92037

In July, 2001 we conducted a high-resolution geophysical survey of the Tjörnes Fracture Zone (TFZ), offshore Northern Iceland, using two high-resolution seismic profiling systems – a SUBSCAN Chirp/Side Scan Sonar and a portable High-Resolution Multichannel Seismic System. This was the first time these two systems have been used together and this nested approach surveying strategy proved to be very successful. Our principle scientific objectives were to determine the current location and history of strike-slip movement along the offshore portion of the Húsavík -Flatey (HFF) fault and to estimate the amount of extension across the Eyjafjardaráll graben (the southern extension of the Kolbeinsey Ridge), Skjálfandi Bay and Öxarfjörður basin in order to determine how strain has been accommodated in the TFZ over the past 6 Ma. Within the glacially-eroded and sediment-filled graben on the N-Iceland shelf, the Chirp typically penetrated up to 30-40 m subbottom; HiRes MCS data were able to extend this stratigraphy to 300-500 m depth. The uppermost Holocene section was characterized by a 10-25 m thick transparent layer of silts and muds overlying a highly reflective, jökulhlaup-derived, banded turbidite do we know they are banded turbidites? sequence 5-10 m thick of late glacial or early post-glacial age inferred to be deposited by jökulhaups, which buries an older reflective surface interpreted as glacial diamictites. Several thin, high-amplitude reflectors occurring within the transparent layer may represent tephra layers identified in nearby cores . The thickest 'transparent' Holocene section is in the Öxarfjörður basin with a progressively thinner Holocene section in the Skjálfandi and Eyjafjardaráll basins. Numerous faults were mapped in both the MCS and Chirp data, some of which extend to the seafloor, suggesting these graben are actively extending. The HFF is marked by a prominent 10-15 m high, south facing scarp between Flatey Island and ~17°36'W where it intersects a N-S trending basement ridge. East of this point the HFF fault appears to step to the north, where its expression is much more subdued. We were unable to find the an offshore extension expression of the faults that have been mapped on-land into the town of Húsavík. Side scan sonar data collected along the HFF west of 17°36'W show the presence of numerous, lineated shallow depressions in the surficial sediments on the upthrown block near the fault which may be caused by focused fluid expulsion along the fault.

Tvílitt gjóskulag úr Heklu sem leiðarlag á Suðurlandsundirlendi og Reykjanesskaga

Bryndís G. Róbertsdóttir, Jón Eiríksson og Guðrún Larsen

Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

Eitt stærsta tvílita gjóskulagið úr Heklukerfinu á tímabilinu 2980-850 cal. BP (kolefnisár umreiknuð í nálgun við almanaksár) er 2540 ára samkvæmt umreiknuðum kolefnisgreiningum. Þykktarás lagsins stefnir í vestur, yfir Suðurlandsundirlendi og Reykjanesskaga, og út á landgrunnið vestur af landinu. Laginu var áður fyrr ruglað saman við vesturjaðar Heklu-3 sem er 2980 ára og ekki nær eins langt í vestur. Lagið er eitt af fáum gjóskulögum úr Heklu með vesturstefnu og er því mjög mikilvægt leiðarlag á Suðurlandsundirlendi og út á Reykjanesskaga. Hlutfall fínefnis er hátt í þessu gjóskulagi, og eykur á líkurnar á útbreiðslu til annarra landa. Mestar líkur virðast á því að finna vott úr laginu á sunnanverðu Grænlandi. Einnig verður fróðlegt að sjá hvort vottur af laginu finnst í ískjörnum úr Grænlandsjökli.

Flatarmál svæðis innan 0,1 sm jafnþykktarlínunnar á landi fyrir gjóskulagið allt er um 9080 km² og rúmmál á landi samkvæmt þykktarkortinu er 0,33 km³. Rúmmál ljósa, neðri hluta lagsins er 0,15 km³ og dökka, efri hlutans 0,18 km³. Stærsta korn í ljósa hluta er 32 sm og í dökka hluta 43 sm. Þessi stærstu korn finnast í sniði sem er um 2 km norðan Heklutinds.

Þetta gjóskulag tilheyrir elsta gosskeiði Heklukerfis á tímabilinu 2980-850 cal. BP. Heildar- og glerefnagreiningar á öllum tvílitu gjóskulögum frá þessu gosskeiði gefa kísilsýru á bilinu:

58,5 - 52,0 % SiO₂ (andesít - basaltískt andesít/basalt) fyrir dökka hluta lagsins og

66,5 - 60,5 % SiO₂ (dasít - andesít) fyrir ljósa hluta lagsins.

Athygli vekur að í þessum tvílitu gjóskulögum hafa enn engin korn greinst á bilinu

58,5-60,5% í SiO₂, en á þessu 2% bili verða hin skörpu litaskipti í gjóskulögum.

Helstu einkenni gjóskunnar voru mæld í þurrlandissniði 10,3 km V-VNV af Heklutindi. Þar var heildarþykkt gjóskulagsins 79 sm, ljósi hlutinn var 37 sm, en sá dökki 42 sm. Litakort Munsell var notað til að meta lit gjóskunnar. Neðri hluti lagsins er ljósgrár-ljósbrúngrár og yfir í mjög dökkgráan-mjög dökkgrábrúnan. Kjarnar kornanna eru oft brúnir til dökkbrúnir. Efri hluti lagsins er frá dökkgráum og yfir í svartan lit, en kjarnar kornanna eru oft rauðleitir. Í sniðinu er ljósi hlutinn rétt lóðgreindur, en dökki hlutinn er massífur. Þar sem dökki hlutinn er mjög vel varðveittur má efst í honum finna þunna, frekar fínkorna gjóskueiningu. Mæld var lögun 320 korna upp í gegnum allt lagið. Ílengd kornanna breyttist mjög lítið upp í gegnum lagið. Hríufleikinn jókst aftur á móti verulega upp á við, sérstaklega í dökka hlutanum.

30 gos í Heklu og nágrenni á tímabilinu 2980-850 cal. BP

Bryndís G. Róbertsdóttir, Guðrún Larsen og Jón Eiríksson

Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

Hér eru kynntar niðurstöður gjóskulagarannsóknna sem farið hafa fram á Suðurlandi undanfarin ár. Markmið verkefnisins var:

1. Að rannsaka eldvirkni Heklukerfis á tímabilinu 2980-850 cal. BP (umreiknuð kolefnisár yfir í nálgun við almanaksár).
2. Að byggja upp nákvæmt gjóskulagatímatal fyrir Suðurlandsundirlendi og hálendið upp af því, fyrir tímabilið 2980-850 ár.

Tímabilið afmarkast af tveim súrur gjóskulögum sem mynduðust í stórgosunum Hekla-3 og Hekla-1104 AD. Rannsóknin nær yfir svæði sem spannar um 100 km rás í suður, vestur, norður og norðaustur af Heklu. Gjóskulög hafa verið mæld í um 350 sniðum. Flest sniðin á láglandi eru í mýrarjarðvegi, en hálendissniðin eru yfirleitt í þurrlendisjarðvegi.

Alls hafa fundist um 70 gjóskulög frá tímabilinu 2980-850 ár á rannsóknasvæði. Þau skiptast þannig eftir eldstöðvakerfum:

30 úr Heklukerfi

28 úr Kötlukerfi

6 úr Bárðarbungu-Veiðivatnakerfi

3 úr Grímsvatna-Lakakerfi

1 úr Torfajökulskerfi

2 lög hafa ekki verið efnagreind

Að auki fundust 5 lög þar sem uppruni er óviss, en þau eru líklega úr endurfluttri gjósku.

Eldvirkni í Heklukerfinu á þessu ca. 2100 ára tímabili, má skipta í þrjú gosskeið á grundvelli efnasamsetningar gjóskunnar og einkenna gjóskulaganna.

Gosskeiðin eru:

1. Súrt-ísúrt skeið (dasít til basaltískt andesít), elst, einkennist af tvílitum gjóskulögum
2. Ísúrt skeið (andesít til basaltískt andesít), einkennist af einlitum dökkum lögum
3. Basískt skeið (basalt), yngst, einkennist af einlitum dökkum gjóskulögum

Fjöldi gosa á þessum skeiðum er mismunandi, stysti tími á milli gosa er 15 ár eða skemmri, og lengst hafa liðið yfir 300 ár á milli gosa. Að meðaltali er styst á milli gosa á elsta gosskeiðinu, en lengst á yngsta gosskeiðinu. Mest kom upp af gjósku á elsta gosskeiðinu og minnst á því yngsta.

Sveiflufræðileg þríasapróf á grófum jarðefnum- Prófunaraðferðir

Brynhildur Magnúsdóttir og Sigurður Erlingsson

Verkfræðistofnun Háskóla Íslands

Síðan 1996 hefur verið í uppbyggingu við Verkfræðistofnun Háskóla Íslands (VHÍ) tilraunaaðstaða til að framkvæma sveiflufræðileg próf til ákvörðunar á aflfræðilegum eiginleikum vegagerðarefna. Í dag er hægt að framkvæma sveiflufræðileg próf á bæði bundnum sem óbundnum efnum.

Meginkostur þess að framkvæma sveiflufræðileg próf í stað stöðuálagsprófana er sá, að þannig er líkt betur eftir raunálagi, þ.e. umferðarálagi, og því fæst raunhæfara mat á efniseiginleikum efnanna. Nýlega hafa hafist sveiflufræðilegar þríasaprófanir á óbundnum burðarlagsefnum til að meta mikilvægustu aflfræðilega eiginleika þeirra þ.e. stífni og niðurbrotseiginleika þeirra.

Í vega- og gatnagerð hefur burðarþolshönnun víðast hvar í heiminum verið byggt á reynsluaðferðum. Á síðustu árum hafa menn verið að snúa sér meira að greiningaraðferðum (analytical methods) þar sem beitt er aflfræðilegri greiningu við hönnunina. Undirstaða fyrir slíkar aðferðir er þekking á efniseiginleikum vegagerðarefna við áraun sem er sem líkust þeirri raunverulegu. Löng hefð hefur verið fyrir því að nota sveiflufræðileg þríasapróf við ákvörðun á hentugleika jarðefna til ýmiskonar mannvirkjagerðar en ekki er ljóst með hvaða hætti stuðst verður við niðurstöður slíkra prófa í vega- og gatnagerð í framtíðinni. Bæði í Bandaríkjunum og í Ástralíu er byrjað að nota dýnamísk þríasapróf við hönnun vega og gatna. Í Evrópu er enn ekki byrjað að nota niðurstöður úr þríasaprófum beint í vega- og gatnagerð, þ.e.a.s. að gerðar séu ákveðnar kröfur til niðurstaðnanna í almennum verklýsingum. Hins vegar fjölgar þeim verkum þar sem stuðst er við niðurstöður slíkra prófana.

Hér verður gerð grein fyrir prófunaraðferðinni sem beitt er við framkvæmd sveiflufræðilegra þríasaprófana á óbundnum burðarlagsefnum við VHÍ.

Þvermál sýnis sem notað er til prófana er 150 mm og hæð þess 300 mm. Sýnið er byggt upp í stálhólki sem klæddur hefur verið að innan með gúmmihulsu. Við þjöppun sýnisins er notaður Modified Proctor þjöppunarhamar og er sýnið byggt upp í 11 – 13 lögum og er höggafjöldi á hvert lag á bilinu 14 – 54, allt eftir því hver þjöppun sýnisins skal vera þegar prófað er.

Þrír mælinemar mæla lóðréttu færslu á 100 mm bili yfir miðþriðjung sýnisins við prófun og er þeim komið fyrir með 120° millibili yfir sýnið. Með því að mæla einungis yfir miðþriðjung sýnisins er tryggt að áhrif endaflata séu sem minnst. Láréttar færslur eru mældar með einum mælinema sem festur er á gjörð sem komið er fyrir á miðju sýni.

Við framkvæmd prófana er í meginatriðum fylgt Evrópuforstaðlinum prEN00227413, sem og SHRP protocol P46. Við prófun eru lagðir á sýnið álagspúlur þar sem lengd álagstíma er 0,1 sek. en heildarlengd álagspúls er 1,0 sek. Á meðan á prófun stendur er safnað upplýsingum um áslæga og lárétta færslu.

Prófunin skiptist í undirbúningsfasa og prófunarfasa. Undirbúningsfasinn samanstendur af 20.000 álagspúlsum og hefur það hlutverk að jafna svörun sýnisins áður en mælingar hefjast. Prófunarfásinn samanstendur af 16 álagsröðum sem hver samanstendur af 100 álagspúlsum og er gögnum um hegðun efnisins safnað úr 10 síðustu púlsum hverrar raðar. Prófanirnar fara einnig fram við mismunandi hliðarþrýsting þar sem álagsröðunum er skipt í fernt og fer hliðarþrýstingur hækkandi eftir hverjar 4 álagsraðir.

Meðan á prófun stendur er safnað upplýsingum úr öllum röðunum 16 og mæliniðurstöðurnar eru síðan notaðar til að ákvarða rúmstreitur ε_v og frávíksstreitur ε_q , með eftirfarandi líkingu:

$$\varepsilon_v = \varepsilon_1 + 2\varepsilon_3 \quad \text{og} \quad \varepsilon_q = \frac{2}{3}(\varepsilon_1 - \varepsilon_3)$$

Þar sem ε_1 er lóðrétt streita en ε_2 og ε_3 eru láréttar streitur innan sýnisins, sem í þessu tilfelli eru jafnstórar og því táknaðar með ε_3 .

Tengsl spenna og streita má nú skrifa samkvæmt lögmáli Hooke sem hornalínufylki:

$$\begin{bmatrix} \varepsilon_{vol} \\ \varepsilon_s \end{bmatrix} = \frac{1}{E} \begin{bmatrix} 3(1-2\nu) & 0 \\ 0 & 2(1+\nu) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} p \\ q \end{bmatrix}$$

Þar sem M_r og ν eru stífnistuðull og hlutfall Poissons fyrir efnið, skilgreind sem:

$$M_r = \frac{q}{\varepsilon_1} \quad \text{og} \quad \nu = -\frac{\varepsilon_3}{\varepsilon_1}$$

Þar sem q er álag sem lagt er á sýnið

Úr tilraunum hefur komið í ljós að stífnistuðullinn er spennuháður. Hlutfall Poissons er það hins vegar ekki, eða a.m.k. í mun minna mæli, og er mjög gjarnan litið á það sem fasta. Til eru margar líkingar til að lýsa tengslum sífni við spennuástandið. Eins sú mest notaða og jafnframt ein sú einfaldasta er svo kallað k - ϕ líking:

$$M_r = k_1 \left(\frac{3p}{p_a} \right)^{k_2}$$

Þar sem M_r er stífnistuðull, þa er viðmiðunarþrýstingur ($p_a = 100$ kPa) og k_1 og k_2 eru stuðlar ákvarðaðir með tilraunum.

Geophysical mapping of lava tube systems in historic Icelandic lava flows

P Cheetham¹, C Wood¹, R J Watts¹, SS Jónsson²

¹The School of Conservation Sciences, Bournemouth University, Fern Barrow, Poole, Dorset, BH12 5BB, UK.

²Hellarannsóknafélag Íslands, P.o.box 342, 121 Reykjavík.

It is now recognized that lava tube systems play an important role in the emplacement of many basaltic pahoehoe and aa lava flows. However, because such systems develop internally, knowledge of their morphology and operation is poor. While methods of remotely detecting the pattern of activity in erupting (hot) flows are being experimented with on Etna and Kilauea, another approach is to search for and map the drained parts (lava tube caves) of the tube systems of historic (cold) flows. A problem here is that, although a master tube may be cavity-filled for most of its length, only a small part is usually accessible for physical exploration. A method of remotely mapping entranceless cavities would therefore be of use in gaining a better understanding of the morphology of lava tube systems. Such a method would also help in risk assessment prior to construction projects in basaltic terrains.

This poster paper reports on experimental work to detect and map lava tube caves in the Skaftáreldahraun and Hallmundarhraun, Iceland, with near-surface geophysical methods. An initial project in 2000 used magnetometry, ground penetrating radar (GPR) and electrical imaging to determine which of these methods was most effective in detecting and mapping known and previously mapped parts of Surtshellir. The results showed that the best method was a combination of GPR and magnetometry. A second project in 2001 involved development of the high resolution magnetic survey method for mapping significant distances of previously unknown, entranceless lava tube cave passage, and investigating the relationship between lava tubes and surface landforms. This work was very successful, resulting in the discovery and mapping of over 300m of a previously unknown, entranceless, part of the Surtshellir/Stefánshellir system; detection of cavities beneath shatter rings; determination of the true line on the surface of the cave Víðgelmir, and for revealing structural differences in the two tube-fed flows sampled.

Skriðuhættumat fyrir Seyðisfjarðarkaupstað

Esther Hlíðar Jensen

Veðurstofa Íslands

Skriðuhættumat var unnið fyrir Seyðisfjarðarkaupstað á tímabilinu 2000-2002 (Jensen and Sönser 2002). Byggt var á eldri rannsóknum um skriðu- og grjóthrunshættu á Seyðisfirði (Þorsteinn Sæmundsson og Halldór G. Pétursson 1999) og stuðst við austurríska aðferð við kortlagningu skriðuferla.

Í greinargerð Hættumatsnefndar Seyðisfjarðarkaupstaðar (2002) segir:

„Í lögum 49/1997 um varnir gegn snjóflóðum og skriðuföllum er mælt fyrir um að „meta skuli hættu á ofanflóðum í þeim sveitarfélögum þar sem ofanflóð hafa fallið á byggð eða nærri henni eða hætta er talin á slíku“. Í reglugerð 505/2000 er nánar fjallað um matið, hvernig að því skuli staðið og á hverju það skuli byggja. Í reglugerðinni kemur fram að í hættumatinu felist mat á *áhættu*. Miðað er við svokallaða *staðaráhættu* sem er skilgreind sem árlegar dánarlíkur einstaklings af völdum ofanflóða ef dvalið er öllum stundum í óstyrktu einbýlishúsi. Á grundvelli metinnar áhættu skal afmarka þrenns konar hættusvæði:

- Hættusvæði A er þar sem staðaráhætta er á bilinu 0,3 til 1 af 10.000 á ári.
- Hættusvæði B er þar sem staðaráhætta er á bilinu 1 til 3 af 10.000 á ári.
- Hættusvæði C er þar sem staðaráhætta er meiri en 3 af 10.000 á ári.”

Áhættu af völdum grjóthruns má nálgast með því að meta endurkomutíma atburða. Ef gert er ráð fyrir að hús sem stendur á 30 m breiðri lóð verði fyrir grjóti á 50-100 ára fresti og að grjótið geti valdið slysi á 50 cm breiðu bili, með 10% dánarlíkum, reiknast staðaráhættan um eða undir $0,3 \cdot 10^{-4}$ á ári (Tómas Jóhannesson og Kristján Ágústsson 2002).

Byggð á Seyðisfirði stafar hætta af aurskriðum og öðru framskriði úr hliðinni ofan byggðarinnar. Einnig er hætta af grjóthruni og aurbönduðum krapa- og vatnsflóðum í bröttum vatnsfarvegum. Hætta af völdum slíkra atburða var metin á grundvelli aurskriðusögu (Halldór G. Pétursson og Þorsteinn Sæmundsson 1998), jarðfræðilegrar kortlagningar á lausum jarðlögum og mati á vatnasviðum og aftakaflóðum í helstu vatnsföllum. Sérstaklega voru teknir til athugunar tveir mismunandi farvegir sem síðar voru hafðir til hliðsjónar við hættumat fyrir aðra farvegi. Í þeim var magn lausra jarðefna á upptakasvæðum aurskriðna metið og rúmmál aurskriðna við aftakaaðstæður var reiknað. Úthlaupslengd grjóthruns var reiknuð með tölfræðilíkani og aðlöguð með könnun á staðnum.

Heimildir:

Esther H. Jensen og Thomas Sönser 2002. Process Oriented Landslide Hazard Assessment for the South Side of Seyðisfjörður. Veðustofa Íslands-greinargerð 02003.

Halldór G. Pétursson og Þorsteinn Sæmundsson. 1998. Saga skriðufalla á Seyðisfirði, 1882–1997. Veðustofa Íslands-greinargerð G98024-ÚR19.

Hættumatsnefnd Seyðisfjarðarkaupstaðar. 2002. Mat á hættu vegna ofanflóða á Seyðisfirði, Greinargerð með tillögu að hættumatskort.

Tómas Jóhannesson og Kristján Ágústsson. 2002. Hættumat vegna aurskriðna, grjóthruns, krapaflóða og aurblandaðra vatns- og krapaflóða í bröttum farvegum. Veðustofa Íslands-minnisblað TóJ/Kri-2002/01.

Þorsteinn Sæmundsson og Halldór G. Pétursson. 1999. *Mat á aurskriðu- og grjóthrunshættu við Seyðisfjarðarkaupstað*. Veðustofa Íslands-greinargerð G99003-ÚR02.

Evolution of the geometry and hydrology of Vatnajökull, Iceland, given various scenarios of climatic warming

Gwenn E. Flowers (1), Shawn J. Marshall (2), and Helgi Björnsson (1)

(1) Science Institute, University of Iceland, Hagi Hofsvallagata 53, IS-107 Reykjavík, (2) Department of Geography, University of Calgary, Alberta, Canada

Vatnajökull is a large ice cap in southeast Iceland overlying the country's most active volcanic area. Glaciologically, it is known for its outburst floods (jökulhlaups) and its abundance of surge-type outlet glaciers. Few accessible locations provide such conspicuous examples of glaciohydraulic phenomena. Using a three-dimensional thermodynamical ice-sheet model, we simulate the evolution of Vatnajökull over the next two centuries in response to prescribed climate scenarios. The simulations are initialized with present-day glacier surface and bed geometry, and are driven by precipitation and prescribed sea-level temperature perturbations. Results show persistent retreat of the large low-lying southern outlet glaciers Skeiðarárjökull and Breiðamerkurjökull. Thickening in the centre of the ice cap confirms that surging, while neglected in the model, exerts a fundamental control on Vatnajökull topology. Surface and basal melt rates, along with ice cap geometry, are returned by the dynamical model and used to drive a distributed model of glacier hydrology. Results suggest modelst drainage alteration along the western and northern margins, but significant future changes in the outlet configuration along the southern margin. Climate sensitivity in this area is a special concern due to the precarious positioning of human constructions near glacial rivers.

Segulmælingar á setlögum úr sniðum norðvestantil á Vestfjörðum 2001

Haraldur Auðunsson¹, Leó Kristjánsson² og Björn S. Harðarson^{3,4}

¹Tækniskóla Íslands, Höfðabakka 9, 110 Reykjavík, ²Raunvísindastofnun Háskólans, Haga, Hofsvallagötu 53, 107 Reykjavík, ³Raunvísindastofnun Háskólans, Jarðfræðahúsi H.Í. v/Hringbraut, 101 Reykjavík og ⁴Grant Institute of Geology, University of Edinburgh, U.K.

Vestast á Vestfjörðum eru um 15 milljón ára hraunlög og þá með elstu jarðlögum landsins. Í þessum hraunstafla koma víða fyrir misþykk surtarbrandsrík setlög, frá nokkrum sentimetrum upp í nokkra metra. Vegna surtarbrandsins, óvenju mikillar þykktar setsins miðað við önnur setlög í staflanum og vegna mislægis, þá hefur verið talið að elsta surtarbrandsríka setlagið spanni frekar langan tíma. Nýlegar aldursgreiningar á hraunlögum undir og yfir þessu millilagi virðast sýna að tímabilið sem það spannar sé stutt og mjög líklega innan við tvö hundruð þúsund ár, samanber niðurstöður BSH og félaga (EPSL, 1997).

Síðustu 15 milljón ár hefur hvert segulskeið staðið 100 - 200 þúsund ár að jafnaði og því fleiri pólskipti sem finnast í setlagi því lengri tíma hefur setið verið að myndast. Hins vegar, ef engin merki finnast um pólskipti í setinu þá hefur það myndast á svipuðum eða skemmri tíma en sem samsvarar einu segulskeiði, en þetta þarf þó ekki að útiloka að millilagið spanni lengra tímabil, þar sem setmyndunin þarf ekki að vera samfelld og setið getur flust til.

Til að kanna hvort hægt væri að beita þessari aðferð á surtarbrandsríku setlögin á Vestfjörðum þá var sýnum safnað sumarið 2001 úr þremur sniðum þar sem millilögin ná sæmilegri þykkt. Í Helgafelli í sunnanverðum Dýrafirði er góð opna í tæplega 4 m þykkt setið og þar voru teknir 28 stefnumældir borkjarnar jafndreifðir í gegnum lagið. Í Súgandafirði við Botnsnámu fengust 18 stefnumældir borkjarnar úr efstu 2,5 m lagsins, en það er talið um 3,5 m á þessum stað. Vegna urðar var ekki hægt að fara neðar. Þriðja opnan er í Óshlíð og þar voru aðeins handsýni tekin sökum þess hve setið var laust í sér. Millilagið í Óshlíð er alls um 4 m, en í því miðju er um 1,5 m vöðlað hraun, og tókum við 3 sýni úr efri syrpu en 6 úr þeirri neðri.

Í Dýrafirði eru öll mæld setsýni rétt (N) segulmögnuð, en neðsta sýnið gæti hafa orðið fyrir áhrifum af hrauninu undir setinu. Undir setinu er öfugt (R) segulmagnað hraun, en hraunið sem hvílir á setinu er rétt segulmagnað. Gott innra samræmi er í segulstefnum sýnanna nema þeirra allra neðstu í laginu og eftir afsegulmögnun reynast sýnin hafa dæmigerða rétta segulmögnun. Örfá sýni úr tæplega 10 cm lagi voru of dauf til þess að við gætum mælt þau. Við Botnsnámu voru öll mæld sýni með venjulega rétta segulmögnun, en mörg þeirra voru of dauf til að mæla sökum þess hve þau voru rík af surtarbrandi. Á setinu hvílir rétt segulmagnað hraun. Öll mæld setsýni frá Óshlíð reyndust öfugt segulmögnuð. Hraunið undir setinu í Óshlíð er einnig öfugt segulmagnað, sem og þunna hraunlagið inni í setinu og þykka hraunlagið sem lagðist yfir setið.

Sökum þess að í þessum þremur sniðum finnast engin merki um pólskipti sviðsins er líklegt að setið hafi sest til á frekar skömmum tíma, en lítið er hins vegar hægt að segja til um hve langur tími leið frá því að neðra hraunið rann og það efra lagðist yfir setið. Þar sem setið í Óshlíð er öfugt segulmagnað þá hefur það ekki sest til á sama tíma og setið í Súgandafirði og Dýrafirði.

Nýjar mælingar á súrefnissamsætum í íslensku bergi

Haraldur Karlsson^{1,3}, Guðmundur E. Sigvaldasson¹, Reidar G. Trønnnes¹, Niles Óskarsson¹, Karl Grönvold¹, Tor S. Johansen^{1,2} og James M. Browning³

¹Norræna Eldfjallastöðin, Grensásvegi 50, 108 Reykjavík, Iceland, ²GEOMAR, Wischhofsstraße 1-3, D-24148 Kiel, Germany. ³Department of Geosciences, Texas Tech University, TX 79409-1053, USA

Eins og greint var frá í sígildri grein þeirra Muehlenbachs og félaga árið 1974 er hlutfall súrefnissamsætanna ^{18}O og ^{16}O ($\delta^{18}\text{O}$) í íslensku storkubergi óvenjulágt þegar miðað er við úthafsberg. $\delta^{18}\text{O}$ gildi fersks basíks gosbergs hér á landi eru á bilinu 1.8 til 6.1‰ – sem sé töluvert lægra en í úthafsbasalti (MORB 5-6‰).

Undanfarin ár hefur hópur okkar fengist við kerfisbundnar rannsóknir á íslensku gosbergi til þess að öðlast dýpri skilning á uppruna þeirru lágu $\delta^{18}\text{O}$ gilda sem hér finnast. Að Örafajökli undanskildum hefur athygli okkar beinst að basísku bergi þar sem ætla má að áhrif skorpu á kviku gæti minnst. Þegar hafa birst á prenti niðurstöður súrenismælinga úr tveim nýlegum gosum – Gjálp 1996 og Grímsvötnum 1998 (Sigmarsson ofl., 2000) sem og úr samfelldri bergröð úr Örafajökli (Prestvik ofl., 2001). Hér verður í stuttu máli greint frá nýjum niðurstöðum úr Skjaldbreiði, Trölladyngju, Öskju, Sveinagjá, Örafajökli og af Snæfellsnesi.

Samsætumælingar fóru fram við Jarðfræðideild Texas Tech Háskóla þar sem BrF_5 aðferðinni var beitt á bæði grjót og steindir til þess að einangra súrefni (Clayton og Mayeda, 1963). Kalsít var leist upp í fósírsýru við 25.2°C að hefðbundnum hætti. Vinnslugasið var í báðum tilfellum kolsýra og voru samsætuhlutföll þess ákvörðuð á VG SIRA-12 massagreini. Niðurstöður eru gefnar upp á hefðbundnu delta formi þar sem V-SMOW er viðmiðunarstaðal fyrir súrefni en V-PDB fyrir kolefni. Eining mælinganna er því permil eða ‰. Nákvæmni mælinga á sýnum er betri en 0.2‰.

Skjaldbreiður-Trölladyngja

Fjöldi sýna úr hverri dyngju var mældur til þess að athuga breytileika súrefnis í þessum miklu eldstöðvum. Í ljós kemur að nokkur breytileiki (1‰) er í $\delta^{18}\text{O}$ innan þessara eldstöðva og jafnframt að frumstæðustu hraunin eru með lág súrefnisgildi (4.5‰). Síðastnefnda atriðið er erfitt að skira sem mengun af völdum grannbergs (uppbræðslu eða efnaskiptum) en gæti bent til þess að lág $\delta^{18}\text{O}$ gildi geti verið til staðar á upprunastað bráðarinnar.

Askja-Sveinagjá

Mælingar voru gerðar annars vegar á basalti úr Öskju og Sveinagjá og hins vegar á súrum hnyðlingum úr Öskjugosinu 1875. Tilgangurinn í fyrra verkefninu var að kanna efnafræðileg tengsl Öskju við Sveinagjá með tilliti til kvikuhlaups. Tilgangurinn í því seinna var að skorða betur súrefnissamsetningu hnyðlinganna þar eð talið er að þeir séu hugsanlegt grannberg kvikuhólfsins sem olli lágu $\delta^{18}\text{O}$ gildunum sem í Öskju finnast.

Nútímabasalt úr Öskju og sprunguhraunið úr Sveinagjá eru óaðskiljanleg bæði hvað varðar aðalefni og $\delta^{18}\text{O}$. Því væri freistandi að álykta að Sveinagjáhraunið ætti rætur sínar að rekja til Öskju og hefði komið þaðan með kvikuhlaupi úr grunnlægri kvikuþró. Munur á kristöllumarástandi ásamt ál-innihaldi pyroxens bendir hins vegar til þess að upprunastaður kvikunnar í Sveinagjá sé dýpri en í Öskju eða u.þ. b. 15 km.

Lægstu $\delta^{18}\text{O}$ gildi sem mælst hafa á fersku íslensku bergi eru á súrum hnyðlingum úr Öskju (0 til -9.9‰ skv. Muehlenbachs ofl., 1974). Okkar mælingar staðfesta þessar lágu tölur jafnframt því sem við fengum ennþá lægri gildi eða -10.4‰ fyrir tvo hnyðlinganna. Þetta gæti verið lægsta $\delta^{18}\text{O}$ gildið sem mælst hefur til þessa á fersku gosbergi hér á landi. Einn

hnyðlinganna reyndist vera kalksteinn og hefur hann mun hærri samsætuhlutföll en súru hnyðlingarnir ($\delta^{18}\text{O}$ 5.5‰, $\delta^{13}\text{C}$ 0.0‰).

Öræfjökull

Hér er um viðbótamælingar að ræða sem gerðar voru í beinu framhaldi af fyrri rannsóknum (Prestvik ofl. 2001). Mælt var $\delta^{18}\text{O}$ í súru bergi ásamt kristöllum og grunnmassa í basíkara grjóti. Hið síðastnefnda var gert til þess að kanna súrefnisóðunvægi í kerfinu sem gæti bent til framandsteina. Nýju niðurstöðurnar samræmast fyrri mælingum og renna stöðum undir fyrir niðurstöður varðandi kvikuferli í eldstöðinni – nefnilega að kristal diffrun hafi skapað súra bergið (nema að uppbrædda bergið hafi svipuð $\delta^{18}\text{O}$ gildi). Röð steinda með tilliti til ^{18}O innihalds bendir til jafnvægis (plagióklas > klínópýroxen > ólivíns).

Snæfellsnes

Ákvarðað var $\delta^{18}\text{O}$ í frumstæðustu nútímahraunum úr eldstöðvum sem staðsettar eru um Snæfellsnesið endilangt (frá Beruvík austur til Eldborgar). Niðurstöðurnar fyrir $\delta^{18}\text{O}$ (5.2-5.6‰) liggja innan marka þeirra gilda sem áður hafa fengist (Muehlenbachs ofl. 1974, Sigmarsson ofl 1992). Engin markverð fylgni sést á milli $\delta^{18}\text{O}$ og landfræðilegra staðsetningu sýnanna.

Heimildir:

- Clayton, R. N. & Mayeda, T. K. (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 43-52.
- Muehlenbachs, K., Anderson, A. T., & Sigvaldason, G. E. (1974) Low- O^{18} basalts from Iceland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 577-588.
- Prestvik, T., Goldberg, S., Karlsson H., & Grönvold, K. (2001) Anomalous strontium and lead isotope signatures in the off-rift Öræfjökull central volcano in south-east Iceland. Evidence for enriched endmember(s) of the Iceland mantle plume? *Earth. Planet. Sci. Letters*, 190, 211-220.
- Sigmarsson, O., Condomines, M., & Fourcade, S. (1992) Mantle and crustal contribution in the genesis of Recent basalts from off-rift zones in Iceland: constraints from Th, Sr and O isotopes. *Earth Planet. Sci. Letters*, 110, 149-162.
- Sigmarsson, O., Karlsson, H. R. Larsen, G. (2000) The 1996 and 1998 subglacial eruptions beneath Vatnajökull ice sheet in Iceland: contrasting geochemical and geophysical inferences on magma migration. *Bull. Volcanol.*, 61, 468-476.

Vernd jarðminja á Íslandi

Helgi Torfason¹, Ingvar Atli Sigurðsson²

¹Náttúrufræðistofnun Íslands, ²Náttúruvernd ríkisins

Unnið er að skilgreiningu á vernd jarðminja á Íslandi. Vinnan hófst árið 2001 og er verkið unnið í samvinnu Náttúrufræðistofnunar Íslands og Náttúruverndar ríkisins. Hér á landi, sem víða erlendis, hefur mun minna verið hugað að vernd jarðminja í náttúrunni en að vernd lífríkisins. Þær minjar sem hér kallast jarðminjar eru þær sem tengjast jarðlögum, jarðsögu og ýmsum ferlum, fyrirbrigðum og atburðum í jarðsögunni, t.d jarðlög, hverir, steingervingar, mislægi, brot, rofform o.fl. Ástæður þess að minna hefur verið hugað að vernd jarðminja eru nokkrar, en sennilega hefur mörgum þótt hin “dauða” náttúra sjá um sig sjálf, um sé að ræða heil fjöll og stór landsvæði, og nóg sé til af gígum, misgengjum, setlögum og öðru sem skapast hefur í umróti jarðar. Það ætti þó flestum að vera ljós kostur þess ef búið er að skilgreina og lýsa þeim svæðum og minjum sem eru í hættu vegna nýtingar auðlinda landsins og þá um leið hvar bera má niður án þess að eyðileggja óvenjulegar eða einstakar jarðminjar.

Þegar vinna hófst við að skilgreina hvaða jarðminjar á Íslandi ætti að vernda var fyrst hugað að því sem búið er að vernda. Nú eru 33 jarðminjar friðlýstar skv. lögum um náttúruvernd, og eru þá fossar meðtaldir. Athuga ber að þótt staðir séu á náttúruminjaskrá njóta þeir engrar verndar skv. lögum um náttúruvernd (sjá þó: **38. gr. Hætta á röskun náttúruminja. Leyfi Náttúruverndar ríkisins þarf til framkvæmda þar sem hætta er á að spillt verði friðlýstum náttúruminum. Leita skal umsagnar og tilkynna Náttúruvernd ríkisins um framkvæmdir þar sem hætta er á að spillt verði öðrum náttúruminum á náttúruminjaskrá).**

Gerð jarðminja	fjöldi	dæmi
Fossar	5	Gullfoss, Skógafoss
Gígar og eldfjöll, gosmyndanir	9	Askja, Eldborg Hnappadal
Gervigígar	3	Rauðhólar, Álfhver, Skútustaðir
Hraunhellar	1	Jörundur
Jökulminjar, set	1	Háalda,
Setlög með steingervingum	3	Brjánslækur, Elliðavogur
Jökulrákað grágrýti og sjávarstaða	5	Valhúsahæð, Laugarás
Steindir	2	Teigarhorn, Helgustaðir
Jarðhiti	2	Hveravellir, Hverastrýtur Eyjaf.
Bergmyndanir, stuðlaberg	2	Dverghamrar, Kirkjugólf

Að auki eru dropsteinar í öllum hellum landsins friðaðir. Það vekur athygli að jarðhiti nýtur nær engrar verndar, en þó er landið þekktast fyrir jarðhita og eldvirkni. Þegar hugað er að verndun jarðminja, er eitt af frumskilyrðunum að slík vernd sé framkvæmanleg. Það hefur t.d. litla þýðingu að vernda staði sem á að sökkva undir virkjunarlón eða jarðlög sem skv. skipulagi á að nýta sem byggingaland eða í landfyllingar. Þá þarf einnig að vera vitneskja um hvort um sé að ræða einstæða myndun eða hvort sambærileg myndun er til annars staðar.

Sett eru fram drög að tillögum um hvernig flokka má jarðminjar og greina staði og mynjar sem æskilegt er að friða skv. lögum um náttúruvernd. . Litið hefur verið til annarra landa að fyrirmyndum, einkum til Bretlands og Ástralíu (Tasmaníu). Þetta flokkunarkerfi mun vafalaust þróast þegar fleiri jarðvísindamenn lesa það yfir og setja fram sínar skoðanir á

Þessum málum. Þess ber að geta að áherslur eru að miklu leyti þær sömu hér og í öðrum löndum, það er að sjá til þess að sérstæðar og verðmætar jarðfræðiminjar verði ekki eyðilagðar að óþörfu. Ekki er um að ræða að vernda öll fjöll og firði, heldur valda staði og svæði sem vegna sérstöðu sinnar innan jarðvísindanna eiga að fá að vera óhreyfð fyrir komandi kynslóðir til að njóta og rannsaka.

Þau viðmið sem höfð eru til hliðsjónar við mat á verndargildi jarðminja eru fjölmörg. Eftirfarandi listi er dæmi um það.

- Fjölbreytni
- Fágæti
- Stærð, samfella og tengsl við myndunarhátt eða myndunarsögu
- Alþjóðlegt mikilvægi
- Upplýsingagildi, vegna menntunar eða þjálfunar
- Sjónrænt gildi og fegurð
- Vísinda- og rannsóknargildi
- Gildi vegna umhverfisbreytinga og loftslagssögu
- Gildi vegna þróunar lífsins
- Menningargildi, t.d. vegna trúar eða sögu.

Hættur sem steðja að jarðminjum eru aðallega mannvirkjagerð og einnig rof eða breytingar á landi, sem oft verða vegna áhrifa mannsins. Það sem einkum veldur tjóni á jarðminjum er:

- Eyðing – sem getur t.d. verið vegna nýtingar ákveðinna byggingarefna,
- Skerðing – sem verður m.a. vegna stíga, vega, línulagna, mannvirkja o.þ.h.
- Hula - sem kemur til vegna miðlunarlóna, byggðar, landfyllinga, skógræktar o.fl.

Forgansröð í verndun á faglegum nótum gæti t.d. verið staðir þar sem:

- jarðminjar eru vel varðveittar og vísindalega mikilvægar
- samhangandi saga jarðfræðilegra tímabila, ferla eða atburða er varðveitt
- miklar rannsóknir hafa verið gerðar og löng rannsóknarsaga og túlkun er fyrir hendi
- hægt er að endurtaka rannsóknir
- mikið hefur verið lagt til jarðvísindalegrar þekkingar
- ákveðið tímabil hefur verið rannsakað fyrst og því lýst (reference site).
- jarðminjar eru einstakar á heimsmælikvarða og/eða eru sérstakar fyrir Ísland, eða ákveðin svæði.

Greint er á milli tveggja megingerða staða:

- Heil myndun sem inniheldur ákveðið tímabil, jarðmyndun eða landform sem er einstakt og finnst ekki annarsstaðar (integrity site).
- Jarðminjar eða opna í víðáttumikil jarðlög eða myndanir – staður sem sýnir innri gerð þeirra, en mætti finna annarsstaðar, og er því ekki einstakur (exposure site).

Efnaskipti á milli setbotns og vatnsbols í Syðriflóa Mývatns II

Ingunn María Þorbergsdóttir¹ og Sigurður Reynir Gíslason²

¹Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands og Náttúrurannsóknastöðin við Mývatn, Skútustöðum, 660 Reykjahlið, imth@os.is, ²Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

Mývatn er eitt af auðugustu vötnum á norðurhveli jarðar, hvað varðar frumframleiðni, þrátt fyrir að liggja skammt sunnan heimskautsbaugs og vera ísilagt í um 190 daga á ári. Botnlæg flæðihólf (*benthic flux chambers*), glært og svart, voru notuð í vatninu til beinna magnbundinna mælinga á efnaskiptum uppleystra næringarsalta og málmjóna um snertiflöt vatnsbols og setbotns með tilliti til frumframleiðni og uppleysingar/útfellingar steinda.

Heildarmeðal-flæði (*mean total flux*) uppleysts súrefnis (DO) var frá setbotninum inn í vatnið en flæðinu var öfugt farið fyrir heildarmagni uppleysts ólífræns kolefnis (DIC), ammóníum (NH_4^+), fosfat (ortho-P) og kísil (SiO_2). Styrkur á ortho-P, heildar uppleystu fosfati (TDP), NH_4^+ , nitrati + nitríti ($\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$) og heildar uppleystu köfnunarefni (TDN) í vatninu í flæðihólfunum breyttist óverulega með tíma þegar hólfín voru á botni vatnsins en þrátt fyrir það var hægt að sjá fylgni í flæði næringarsalta. Endurnýjun á köfnunarefni var aðallega háð lífrænum ferlum. Fylgni mældist á milli botnlægs flæðis NH_4^+ og heildar frumframleiðni á botninum. Óverulegt botnlægt flæði ortho-P var háð upplausn og útfellingu þriggja ólífrænna steinda; ferrihýdríts ($\text{Fe}(\text{OH})_3$), hýdroxyapatíts ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$), og kalsíts (CaCO_3), sem og nýtingu botnlægra þörunga á ortho-P ættuðu frá setvatni. Heildarflæði kísils í átt að snertifleti sets og vatns orsakaðist af myndun skelja kísilþörunga.

Breytingar á styrk DO, DIC, pH og basavirkni (*alkalinity*) með tíma tengdust líffræðilegum ferlum í og við setbotninn. Meðalgildi á hlutfalli heildar (*gross*) DIC nýtingar og heildar DO myndunar vegna þörungaframleiðslu var $0,94 \pm 0,18$ og bendir til þess að uppleyst NH_4^+ sé uppspretta þess köfnunarefnis sem nýtt er af þörungum á botni Mývatns.

Í nokkrar vikur á sumrin er pH vatnsins yfir 10 í Mývatni. Þetta háa pH er afleiðing af beinni og óbeinni nýtingu þörunga á CO_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , $\text{H}_4\text{SiO}_4^\circ$ og H_3SiO_4^- . Niðurstöður þessarar rannsóknar benda til þess að í grunnum stöðuvötnum við háa breiddargráðu, þar sem sumardagar eru langir og kísilþörungar eru aðal frumframleiðendurnir, er pH þvingað hærra upp en annarstaðar á Jörðinni.

Verkefnið er fjármagnað með styrk 0005200 úr Rannsóknarnámssjóði og með styrk 996230099 frá Rannsóknaráði Íslands. Auk þess er verkefnið stutt af Náttúrurannsóknastöðinni við Mývatn, Raunvísindastofnun Háskólans, Orkustofnun og Háskólanum á Akureyri.

Fjöliliðun kísils í jarðhitavatni

Ingvi Gunnarsson og Stefán Arnórsson

Raunvísindastofnun Háskóla Íslands, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

Styrkur kísils í háhita jarðhitavatni stjórnað af leysni kvars. Við nýtingu þess á yfirborði kólnar vatnið og verður að lokum yfirmettað m.t.t. ókristallaðs kísils. Í yfirmettuðu jarðhitavatni hefur kísillinn ekki aðeins tilhneigingu til að falla út heldur einnig að mynda fjöliliður sem haldast í vatnslausn. Myndun kísil fjöliliða minnkar styrk einliðaðs kísils í jarðhitavatninu og þar með tilhneigingu þess til að fella út ókristallaðann kísil. Hvort útfelling eða fjöliliðun fer af stað í yfirmettuðu jarðhitavatni ræðst af því umhverfi sem vatnið lendir í. Til að falla út þarf kísillinn yfirborð til að falla út á, ef það er ekki til staðar þá myndar hann fjöliliður. Með rétttri meðhöndlun yfirmettaðs jarðhitavats er þannig hægt að láta kísilinn fjöliliðast og minnka hættu á útfellingu hans. Slík meðhöndlun getur komið að góðum notum við förgun affallsvats jarðgufuvirkjanna, en förgun þess getur verið vandamál vegna útfellingu kísils. Fari förgunin fram á yfirborði geta skapast ýmiss umhverfisvandamál og bent hefur verið á að farsælasta leiðin við förgunar affallsvats sé að dæla því aftur ofan í jörðina. Niðurdæling á kísil yfirmettuðu affallsvatni gengur hins vegar ekki því útfelling stíflar niðurdælingarholuna eða bergið í þeim æðum sem taka við vatninu. Ef affallsvatninu væri hins vegar dælt í þar til gerðan taftank þar sem það er látið bíða á meðan kísillinn er að fjöliliðast er hægt að minnka til muna hættu á útfellingu kísils í niðurdælingar-holunni. Mikilvægt er því að gera sér grein fyrir hraða kísil fjöliliðunar til að geta metið hvað vatnið þarf að vera lengi í taftanknum og þar með hvað hann þarf að vera stór. Einnig er mikilvægt að gera sér grein fyrir því hvað hefur áhrif á fjöliliðunarhraðan, því samfara jarðhitavinnslu geta orðið breytingar á pH-gildi og efnasamsetningu jarðhita-vatsins.

Tilraunir með hraða kísil fjöliliðunar voru gerðar í hitastýrðu vatnsbaði við 83° og 60°C. Tilgangurinn var að athuga hvaða áhrif pH-gildi, selta, hiti, yfirmettun og ýmiss efni eins og ál, tvígilt járn og brennisteinsvetni hafa á hraða fjöliliðunar kísils.

Tilraunirnar fóru þannig fram að útbúinn var kísillausn með hátt pH-gildi og hún hituð upp í tilraunahitastig. Þegar því var náð var lausnin sýrð með saltsýru (HCl) til að koma fjöliliðuninni af stað. Sýni voru svo tekin með reglulegu millibili og kísill í þeim mældur með gulri mólýbdat aðferð.

Niðurstöður voru helst þær að fjöliliðun kísils er í tilraunalausnunum er hröð. Fjöliliðuninni var að stórum hluta lokið á u.þ.b. 20-60 mínútum. Eftir það lækkaði styrkur hægt þar til jafnvægi náðist, í flestum tilfellum eftir nokkra daga. Jafnvægisstyrkur einliðaðs kísils var oftast nálægt því að vera sá sami og leysni ókristallaðs kísils í vatni. Heildarstyrkur kísils í lausnunum breyttist ekki þannig að eingin útfelling varð á ókristölluðum kísil.

Þegar styrkur kísils í tilraunalausnunum er u.þ.b. 800 mg/kg SiO₂ er fjöliliðunin hraðari við 60° heldur en við 83°C. Þetta er ekki í samræmi við þá almennu þekkingu að hraði allar efnahvarfa eykst með hitastigi. Ástæðan fyrir þessu er að yfirmettunin m.t.t. ókristallaðs kísils er meiri við í tilrauninni 60°C. Tilraunir við sama hita en mismunandi yfirmettun sýndu að hraði fjöliliðunar kísils er mjög háður yfirmettun m.t.t. ókristallaðs kísils.

Tilraunir með fjöliliðun kísils við mismunandi seltu sýndu að hún er hraðari eftir því sem selta tilraunarlausnarinna er meiri. Þetta á sérstaklega við í þeim tilraunum sem seltan var mjög lág ($I < 0.01$), en kom ekki eins vel fram við hærri seltu.

Við það pH-gildi sem tilraunirnar fóru fram við (7.55-8.17 (83°C)) var ekki greinanlegur munur á hraða kísil fjöliliðunar. Í öðrum rannsókum hefur verið sýnt fram á að fjöliliðunarhraðinn sé háður pH-gildi þannig að hann er meiri við hátt pH-gildi heldur en lágt.

Til að geta sýnt fram á breytingu fjöliliðunarhraða samfara pH-gildi þarf að gera tilraunir á breiðara pH-bili heldur en gert var í þessari rannsókn.

Ál gerir það að verkum að fjöliliðun kísils er hraðari í upphafi tilraunar en hægir svo á sér og nær styrkur kísils jafnvægi við hærri gildi heldur en þegar ekkert ál er í lausninni. Járn hefur líklega sömu áhrif þó ekki hafi verið sýnt fram á það hér. Brennisteinsvetni (H_2S) hefur ekki áhrif á hraða fjöliliðunar.

Þegar tilraunalausnir eru hitaðar úr $83^\circ C$ í $90^\circ C$ eftir 2ja klst fjöliliðun eykst styrkur einliðaðs kísils í lausninni. Þetta gerist þrátt fyrir að lausnin sé yfirmettuð m.t.t. ókristallaðs kísils við $90^\circ C$. Þetta sýnir að hegðun einliðaðs kísils í vatnslausn sem inniheldur fjöliliðaðan kísil stjórnast af jafnvægisástandi. Það er leysni kísil fjöliliðanna sem stjórnar styrk einliðaðs kísils. Í upphafi eru þær litlar og með háa leysni, en þegar liður á tilraunina vaxa þessar fjöliliður, leysni þeirra verður minni og þar með lækkar styrkur einliðaðs kísils. Að lokum eru þær orðnar það stórar að þær hafa nánast sömu leysni og ókristallaður kísill. Munurinn á jafnvægisstyrk kísils í tilraunum sem innihéldu ál og þeim sem innihéldu ekkert ál er hægt að skýra með því að þegar ál er í tilraunalausnunum myndast minni fjöliliður heldur en þegar ekkert ál er til staðar. Ál staðgengur auðveldlega fyrir kísils í kísilsteindum og ekki ólíklegt að það geri það líka í kísil fjöliliðum. Al atómið hefur ekki sömu hleðslu og Si atómið og því hefur ál áhrif á hleðslu fjöliliðunar sem virðist svo hindra vöxt hennar.

Styrkur kísils háhita jarðhitavatni er einn af þeim þáttum sem gera það að verkum að aðeins er hægt að nota hluta af varma vatnsins. Rétt meðhöndlun á kísil yfirmettuðu jarðhitavatni með það að markmiði að minnka útfellingahættu ókristallaðs kísils, leiðir til möguleika á betri nýtingu á varma háhita jarðhitavatns.

Bakgrunnsstyrkur ósons í andrúmslofti Reykvíkinga

Jón Benjamínsson, mengunarvörnum, Umhverfis- og heilbrigðisstofu Reykjavíkur.

Mælingar á ósoni í andrúmslofti hafa notið sívaxandi athygli á undanförunum árum en talið er að í Evrópulöndum hafi styrkur þess farið stig vaxandi á síðastliðnum áratugum. Óson er bláleit lofttegund með einkennandi lykt sem finnst við lágan styrkleika. Óson veldur plöntuskaða (t.d. gulbrúnir barrendar trjáa) og getur haft mjög afdrifamiklar afleiðingar fyrir kornræktarlönd þar sem aukinn ósonstyrkur hamlar plöntuvexti. Áhrif þess á öndunarveg fólks eru talin óheillavænleg. Þannig er talið að óson auki tíðni astmatilfella, orsaki ertingu í nefi og augum og valdi óþægindum fyrir brjósti, höfuðverkjum og velgju, og hósti ágerist. Þá er talið að það dragi úr öndunaryfirbærni hjá heilbrigðum einstaklingum auk þess sem viðnám lungna við sjúkdómum minnkar og geti undir langvarandi álagi valdið varanlegum lungnaskaða.

Samfelldar mælingar á ósonstyrk í andrúmslofti hófust á vegum Heilbrigðiseftirlits Reykjavíkur haustið 1993. Niðurstöður benda til þess að ósonstyrkur í andrúmslofti Reykvíkinga sé lágur yfir sumarmánuðina en tiltölulega mestur á útmánuðum og getur farið yfir sett viðmiðunargildi á köldum vetrarstillum. Mælingar sýna að ósonstyrkur er mestur á næturna en minnkar skyndilega þegar umferð hefst á morgnana en þá hvarfast ósonið við köfnunarefniseinildi frá bifreiðaútblastri og myndar köfnunarefnistvíldi. Mæliniðurstöður benda ekki til þess að í Reykjavík hafi myndast þreykur (photocemical episode) eins og stundum verður til í suðlægari borgum að sumarlagi.

Mælingar benda til þess að ósonstyrkur lenti oftar yfir sólarhringsviðmiðunarmörkum ($65 \mu\text{g}/\text{m}^3$) en áður. Árin 1999 og 2000 lenti sólarhringsstyrkurinn yfir viðmiðunarmörk að meðaltali fimmta hvern dag.

Samhliða mælingum við umferðagötu í Reykjavík voru gerðar bakgrunns­mælingar á ósoni uppi á Heiðmörk. Niðurstöður gefa til kynna að næturstyrkur ósons niðri í Reykjavík sé nokkuð sambærilegur við niðurstöður mælinganna uppi á Heiðmörk. Bakgrunnstyrkur er $30\text{--}40 \mu\text{g}/\text{m}^3$ sem er svipaður ósonstyrkur og mælist á sömu breiddargráðu yfir Atlantshafi. Mælingar í Reykjavík benda til þess að bakgrunnsstyrkur ósons hafi heldur aukist síðustu árin.

Vorið 1994 lækkaði ósonstyrkur mjög mikið í nokkrar vikur og hefur ekki fengist skýring á því fyrirbæri ennþá. Á páskum árið 1999 mældist óvenju mikill ósonstyrkur í Reykjavík og bárust Heilbrigðiseftirlitinu fyrirspurnir frá fólki sem þá hafði fundið dauða ósonlykt úti við.

Vitnisburður forndýra við Bollagarða á Seltjarnarnesi um ástand sjávar á Bølling tíð

Jón Eiríksson¹, Leifur A. Símonarson¹ og Karen Luise Knudsen²

1Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík. 2Jarðfræðistofnun Árósháskóla, DK-8000 Aarhus C, Danmark

Snemma árs 1997 varð þess vart að sjógangur hafði rofið gamla vegghleðslu meðfram fjörunni við Bollagarða á norðanverðu Seltjarnarnesi. Allt lauslegt hafði skolast ofan af gráleitri setflögu, og þar komu í ljós heillegir hörpudiskar, sem voru greiptir í stífnað setið. Þarna hafði opnast svolítið jarðlagasnið í setlög sem hvíla á jökulrákaðri grágrýtisklöpp. Í næstneðsta setlaginu reyndust varðveittar nokkrar samlokutegundir, og ennfremur örsteingervingar, bæði götungar og skeljakrabbar (ostracoda). Tveir hörpudiskar úr laginu voru sendir til aldursgreiningar á Eðlisfræðistofnun Árósháskóla, og bar niðurstöðunum vel saman, en þær benda til þess að setlagið hafi myndast á Bølling tíð í lok ísaldar. Fyrri rannsóknir á síðjökultímaseti á höfuðborgarsvæðinu hafa leitt í ljós að þar eru setlög frá Preboreal tíð, frá Yngra Dryas tíð og frá Allerød tíð. Í Bollagarðasniðinu hafa fundist fyrstu vísbendingarnar um ástand sjávar í innaverðum Faxaflóa á Bølling, sem var fyrsti hlýindakafllinn í lok síðasta jökulskeiðs í Norður-Evrópu.

Neðst í Bollagarðasniðinu er grágrýtisklöpp. Á henni eru greinilegar jökulrákir, sem stefna til norðvesturs í 325°, en einnig stærri grópir, sem virðast vera eldri og stefna þær til vestlægari áttar eða 298°. Neðsta setlagið er tvinnnað saman úr steinvölum og hnullungum annars vegar og sandkenndri eðju hins vegar. Forndýraleifar hafa eingöngu fundist í þessu setlagi, sem hefur myndast á sjávarbotni í tiltölulega kyrrum sjó, enda hafa finefni ekki skolast í burtu að ráði. Stærsti hnullungurinn í sniðinu var um 25 sm í þvermál, og af sveigðri lagskiptingu undir stærstu steinunum má ráða, að þeir hafi sokkið ofan í setið fremur en oltið eftir botninum. Ekki er ólíklegt að hluti setsins hafi bráðnað úr jökulís, og er eðjan líklega merki um framburð jökulvatna út í flóann. Á botninum þreifst dýrasamfélag, en aðstæður hafa greinilega tekið örum breytingum vegna þess að t. d. samlokurnar bera vott um flutning eftir botni, án þess þó að mölbrotna. Ofan við lagið með forndýraleifunum taka við malarlög og sandlög, sem aðgreinast vel eftir kornastærð. Rofflötur er á milli og áreiðanlega hefur liðið nokkur tími og umhverfið breyst að marki í millitíðinni. Ofan við rofflötinn eru ekki merki um jökla í grenndinni og straumhraðinn við botn hefur aukist. Sennilega tengjast skásettu lögin fjörunyndunum við Austurströnd á Seltjarnarnesi, en þær liggja skammt austar og eru frá Preboreal tíð.

Í Bollagarðasniðinu fundust tvær tegundir snigla, fjórar samlokutegundir, tvær hrúðurkarlategundir, tvær liðormategundir og ein tegund ígulkerja. Þetta er greinilega áfánusamfélag sem samsvarar lágarktísku botndýrasamfélagi á okkar dögum. Samfélagið endurspeglar sjávarhita og seltu sem líkist núverandi ástandi sjávar í innanverðum Faxaflóa. Engar dæmigerðar strandfánutegundir fundust, og má því álykta að sjávarbotninn hafi verið nokkuð neðan við lágfjörumörk. Öldurót hefur þó af og til náð að hreyfa við botninum. Í skeljaríka setinu fannst allmikið af götungum og nokkrir skeljakrabbar. Um þriðjungur hinna botnlægu götunga er tegundir sem þrífast aðeins í fullsöltum sjó (Miliolidae), og í heildina endurspeglar götungasamfélagið arktískar, en þó ekki háarktískar aðstæður, þegar Bollagarðasetið hlóðst upp.

Jarðlög við Bollagarða og steingervingar, sem þau hafa varðveitt, fela í sér mikilvæg gögn um síðjökultímasögu við Suðvesturland. Þarna fundust í fyrsta sinn forndýrasamfélög og setlög á höfuðborgarsvæðinu með upplýsingum um loftslag og ástand sjávar á Bølling tíð. Nýjustu rannsóknir á sjávarstöðu og jöklabreytingum á síðjökultíma í Borgarfirði og Hvalfirði benda

til aðð afstæð sjávarstaða á Bølling hafi verið mjög há og jöklar hafi hopað hratt á Vesturlandi á þeim tíma. Forndýraleifar frá Bølling, Allerød, Yngra Dryas og Preboreal á höfuðborgarsvæðinu benda til þess að lengst af þeim tíma hafi ástand sjávar verið fremur líkt því sem er í dag, og ekki sjást greinileg merki um að hitastig eða selta hafi verið til muna lægri en nú. Einhver grein af Golfstraumnum virðist því hafa náð til Suðvesturlands allan síðjökultímann. Þetta er í allgóðu samræmi við niðurstöður á fornhafræði norðan Íslands, þar sem tiltölulega hlýr sjór náði norður fyrir land snemma á síðjökultíma. Setlög frá síðjökultíma á höfuðborgarsvæðinu eru engan veginn samfelld, og ásýnd setlaga bendir til að jöklar hafi þá af og til gengið fram í sjó. Jökulrákir benda til að síðustu skriðjöklarnir hafi komið úr suðaustri, í stefnu frá Brennisteinsfjöllum.

GIS modelling of organic and inorganic matter transport in Northeast Iceland

Marin Ivanov Kardjilov¹, Guðrún Gísladóttir² and Sigurður Reynir Gíslason³

¹Department of Geology and Geography, University of Iceland, Reykjavík, Iceland; marin@hi.is, ²Department of Geology and Geography, University of Iceland, Reykjavík, Iceland; ggisla@hi.is, ³Science Institute, University of Iceland, Reykjavík, Iceland; sigrq@raunvis.hi.is

Iceland provides an opportunity to study the chemical and mechanical weathering and denudation of basalt and organic matter under uniform lithology, at a constant average temperature, variable rainfall and rock age, high relief, and variable glacial and vegetative cover.

The overall objective of this study is to assess the annual chemical and mechanical denudation rate of organic and inorganic matter in Northeast Iceland; to compare the fluxes of organic matter out of the catchments with the present calculated gross production of organic matter in the catchments; and finally through GIS modelling to assess the relative importance of lithology, runoff, rock age, relief, glacier and vegetative cover on the various fluxes out of the catchments.

All fluxes were calculated for the years 1998 and 1999, based on daily average discharges measured by the National Energy Authority.

The mechanical denudation rate of inorganic matter was calculated using the data bases on the concentration of suspended matter at various discharge (Pálsson and Vigfússon 1996; Gíslason et al. 2000, 2001). The mechanical denudation rate of organic matter was calculated fitting data on the concentration of suspended organic matter at various discharge (Gíslason et al. 2000, 2001). The gross annual fixation of organic matter was estimated using above ground biomass yield measurements of various plant communities (Gísladóttir 1998; Snorrason et al. 2000; Jónsson). The above and below ground vegetation ratios of Aradóttir et al. (2000) were used to calculate the below ground carbon fixation. The vegetation map of Iceland (Icelandic Institute of Natural History, 1998) was used to calculate the area extensions of the individual vegetation categories. The mechanical denudation of inorganic matter is high and dominated by the glaciers. The mechanical denudation rate of organic matter is 20-10000 times less than the inorganic one and can be seen in Fig.1. It is the highest in the catchments of Jökulsá í Fljótsdal at Hóll and Fjarðará. The contribution of gross fixation of carbon in the rivers and lakes to the transport of organic matter is not yet considered.

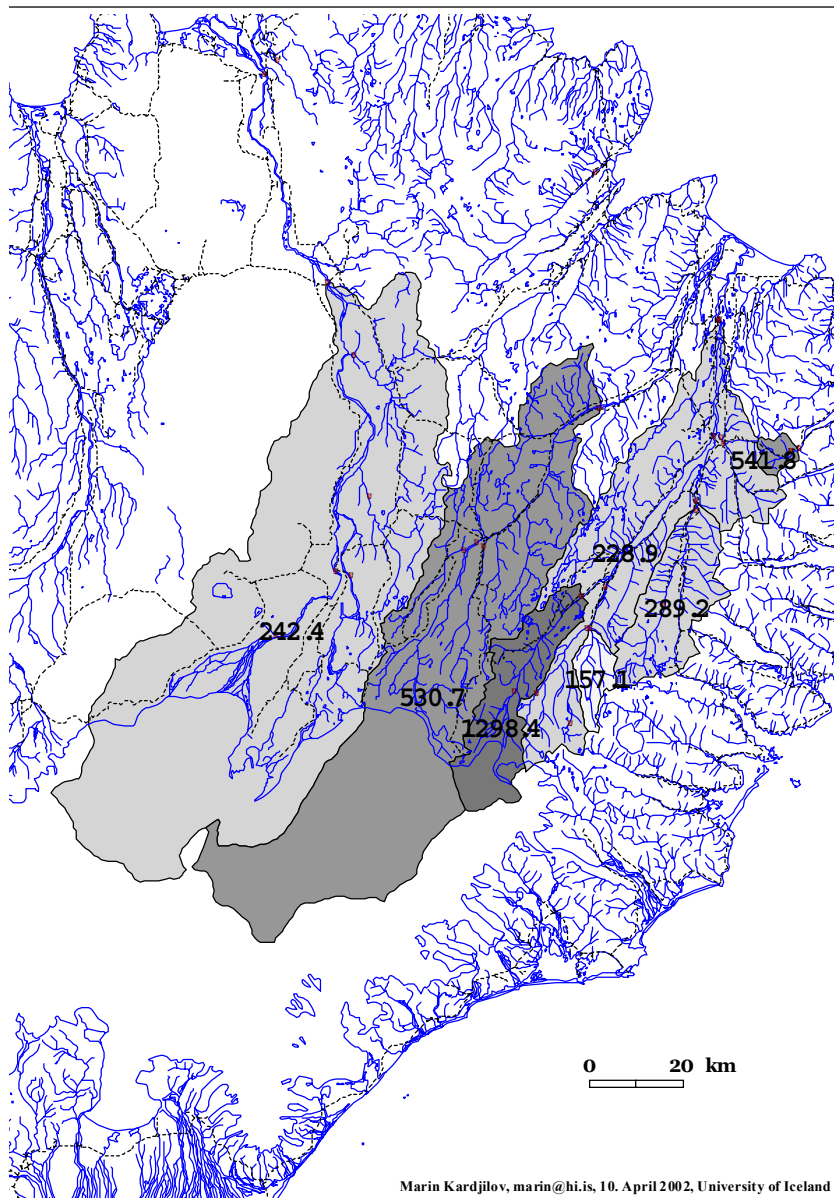
References:

- Aradóttir Á. L. (2000) Carbon accumulation in vegetation and soils by reclamation of degraded areas. Búvísindi, Icel. Agr. Sci. 13, 99-113, Iceland
- Gísladóttir G. (1998) Environmental Characterisation and change in south-western Iceland, Stockholm University Dissertation Series, Sweden
- Gíslason et al. (2000) Efnasamsetning, rennsli og aurburður straumvatva á Austrulandi, I. Gangnagrunnur Raunvísidastofnunar og Orkustofnunar, RH-12-2000, Science Institute, University of Iceland
- Gíslason et al. (2001) Efnasamsetning, rennsli og aurburður straumvatva á Austrulandi, II. Gangnagrunnur Raunvísidastofnunar og Orkustofnunar, RH-05-2001, Science Institute, University of Iceland
- Jónsson P. H. unpublished data
- Pálsson S. and Vigfússon G.H. (1996) Gagnasafn aurburðarmælinga 1963-1995, OS-96032/VOD-05 B, Orkustofnun, Iceland
- Snorrason A. et al. (2000) Rannsóknir á kolefnisbindingu ræktaðra skóga á Íslandi.

Keywords: GIS, Remote Sensing, geographic modelling, organic flux, watershed

URL: <http://geo.hi.is/vedrun/>

Particle Organic Carbon
transport out of the catchments
[kg/sq.km /year]
year 1998



Tectonics of a rift-jump block and migrating transform zone: New structural data from South-Iceland.

Maryam Khodayar and Páll Einarsson

Science Institute, University of Iceland, Hofsvallagötu 53, 107 Reykjavík, Iceland

We report a few results of our tectonic studies in the Núpur area of the Hreppar rift-jump block and in the active transform zone of the South Iceland Seismic Zone (SISZ). These investigations were made during the summer of 2001 and funded by Landsvirkjun as a part of a research program for a power project on the lower Þjórsá river. Structural analysis of the Hreppar block shows that the tectonic pattern consists of six families of fractures oriented N-S, NE/ENE, WNW, NNE, E-W, and NNW. These fractures are in rocks of age from 3.1 to 0.7 m.y., and eroded down to a paleo-burial crustal depth of 500-700 m. Holocene lavas in the SISZ are cut by faults striking mostly N-S, marked by arrays of surface fractures striking NNE to ENE.

The density, distribution and frequency of fractures with respect to the age of the rocks indicate a complicated history of deformation since an early stage of the evolution of the plate boundaries in this part of Iceland. In the Hreppar block, faults, striated planes, mode I fractures, and dykes strike dominantly N-S and NE, cone-sheets N-S and NNE, and mineral veins WNW. Most of these fracture orientations are not typical of rifting, but may be attributed to the influence of both rifting and transform faulting. The fault-density is higher at the 500-700 m paleo-burial crustal depth in rocks of Matuyama age, but lower in the younger interglacial lavas and the Holocene lavas. Intrusions are concentrated in Matuyama rocks with frequent sill injections, but a low dyke density. The mineral veins, cone-sheets, and dykes are older than the interglacial lava, but faults are active into the Holocene.

Although the regional stress field is dominated by WNW extension at both the rift and transform plate boundaries in South Iceland, a single stress field does not explain the bulk of the data from Hreppar. This implies that the tectonics is subject to stress fluctuations. In fact, we observed similar complexities in the tectonics of the older Borgarfjörður rift-jump block and migrating transform zone. Results from both regions indicate that the stress fluctuations and change in fault modes may be features of rift-jump blocks and migrating transform zones in general.

Var eldgos orsök jarðskjálftaóróans í Sólheimajökulshlaupinu, 17. júlí 1999?

Kristín S. Vogfjörð, Veðurstofu Íslands.

Spáð er í form (character) jarðskjálftaóróans sem til er frá því stutta tímabili sem hlaupið úr Sólheimajökli átti sér stað í júlí 1999, í þeim tilgangi að athuga hvort jarðskjálftagögnin geti yfirleitt svarað spurningunni um hvort eldgos hafi átt sér stað undir Mýrdalsjökli. Talsverð umfjöllun þeirra takmörkuðu jarðvísindalegu mæligagna sem náðust á hlaup tímabilinu hefur þegar birst í ræðu og riti, og hefur sú umfjöllun yfirleitt falið í sér ályktanir um smágos undir jöklinum.

Hlaupsins varð fyrst vart upp úr miðnætti 17./18. júlí 1999, þegar hækka fór í Jökulsá á Sólheimasandi. Flóðið náði hámarki um kl. 2:30, en hjaðnaði síðan hratt á næstu klukkustundum. Í því átti sér stað flutningur á miklu vatn- og ísmagni frá rótum Sólheimajökuls og niður á Sand og er líklegt að sá efnisflutningur hafi átt einhvern þátt í óróamynduninni.

Óróahviður komu fram á jarðskjálftamælum Veðurstofunnar við Mýrdalsjökul frá því laust eftir hádegi 17. júlí og fram til um kl. 4 þann 18. Ein þessara hviða, sem varaði reyndar aðeins um 2 mínútur, sást einnig mjög greinilega á fjarlægari stöðvum á Suðurlandi og allt norður í Skrokköldu, í um 115 km fjarlægð. Hinna hviðanna varð minna vart á fjarlægari stöðvum. Ekki náðist að vista grunngögn frá öllu tímabilinu og því takmarkað eða ekkert hægt að segja um sumar hviðurnar, en rýnt er í það sem náðist.

Jökultodda á Íslandi – Uppruni háarktísku lindýrafánunnar á grunnsævi

Leifur A. Símonarson og Ólöf E. Leifsdóttir

Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

Samlokutegundin *Portlandia arctica* tilheyrir undirflokknum jafntönnungum (Taxodonta) og trönuskeljaætt (Nuculanidae), en upphaflega var hún talin til hnytluættar (Nuculidae). Á íslensku hefur tegundin verið nefnd jökultodda, en Guðmundur G. Bárðarson varð líklega fyrstur til að nota það nafn árið 1919. Jökultodda er allbreytileg og lýst hefur verið nokkrum afbrigðum og jafnvel undirtegundum.

Jökultodda lifir í dag umhverfis Norðurheimskautið (circumpolar), einkum á háarktíska fánusvæðinu, en teygir sig suður í lágarktíska fánusvæðið við Labrador, Novaya Zemlya, í Hvítahafi og við Yukonfljót. Ísland er því sunnan við núverandi útbreiðslusvæði tegundarinnar, en á kuldatímum tengdum jökulskeiðum ísaldar hefur hún alloft náð suður á bóginn hingað til lands.

Jökultoddan er setæta og tilheyrir fánusamfélagi sem grefur sig grunnt niður í eðjukenndan botninn (ífána). Kjördýpi tegundarinnar er 10-50 m, en hún hefur fundist frá 2 m dýpi niður á 339 m dýpi við Austur-Grænland (Ockelmann 1958). Hún virðist kunna best við sig í ísöltum sjó inn í fjörðum þar sem hröð setmyndun á sér stað að vor- og sumarlagi og hitastig sjávar er undir 4°C. Kjörhitastig hennar er frá 0°C til -1,7°C og sjaldgæft er að finna hana í sjó með hærra hitastigi en 2,5°C. Hins vegar hefur verið bent á að þar sem sjávarhiti við botn er um 4°C er botneðjan, sem dýrin hafast við í, mun kaldari, t.d. við Austur-Grænland næstum því 0°C. Þar virðist hún þrífast best á leir- og eðjubotni framan við árósa og jökulsporða þar sem mikið framboð er á fersku vatni frá bráðnandi jöklum og mikið af jökulleir og eðju í vatninu. Á slíkum svæðum verður seltumagn sjávar oft frekar lágt 25-34,5%.

Útbreiðsla jökultoddu í jarðlögum sýnir að á jökulskeiðum ísaldar hefur kaldur heimskautasjór náð um það bil 2000 km suður fyrir núverandi suðurmörk tegundarinnar. Elstu jarðlög, sem hafa fundist með jökultoddu, eru við Kaupmannahafnarhöfða (Kap København) á Norður-Grænlandi, en þau eru 2,45 milljón ára gömul (Leifur A. Símonarson o. fl. 1998). Þá hefur hún víða fundist í yngri jarðlögum á norðurslóð, einkum frá lokum jökulskeiða og raunar hefur hún á stundum náð suður á bóginn alla leið til Danmerkur, Þýskalands og Hollands. Þegar hlýnaði á ný á hlýskeiðum dró hún sig hins vegar norður á bóginn í átt að núverandi útbreiðslusvæði. Jökultodda hefur því breytt útbreiðslu sinni mjög svo reglulega á ísöld, haldið til suðurs á jökulskeiðunum, en dregið sig norður á bóginn í byrjun hlýskeiða.

Hér á landi hefur jökultodda fundist á þremur stöðum í jarðlögum; á Tjörnesi, Búlandshöfða á Snæfellsnesi og Saurbæ við Gilsfjörð. Elstu eintökin eru í setlögum vestast í Breiðuvík á Tjörnesi en þar hefur sjór gengið inn á milli malarkeila í lok jökulskeiðs fyrir um 1,7 milljón árum þegar Hörgamyndunin hlóðst upp (Jón Eiríksson 1981). Þá hefur hún fundist í nokkru yngri setlögum í Breiðuvík, sem mynduðust þegar Þrengingarmyndunin settist til. Loks hefur hún fundist sunnar á Tjörnesi í svonefndri Húsavíkurmyndun, ofarlega í Tungukambi. Síðastnefndu jarðlög hafa líklega sest til í lok síðasta jökulskeiðs. Flest eintökin frá Tjörnesi tilheyra afbrigðinu var. *portlandica* (*Portlandia arctica* var. *portlandica*), en önnur aðaltegundinni (*P. arctica arctica*).

Í Búlandshöfða á Snæfellsnesi hefur jökultodda fundist í sjávarseti sem hvílir á jökulrispuðu tertíeru blágrýti ofarlega í höfðanum. Á setlögunum liggur hraunlag, sem hefur verið aldursákvarðað með kalíum-argon aðferð, en það er $1,1 \pm 0,12$ milljón ára gamalt (Kristinn J. Albertsson 1976). Setið er því frá miðbiki ísaldar, litlu eldra en hraunlagið sem hvílir á því, en

þó frá sama hlýskeyði. Öll eintökin, sem við höfum skoðað úr Búlandshöfða, tilheyra undirtegundinni *siliqua* (*Portlandia arctica siliqua*).

Í Saurbæ í Gilsfirði hefur jökultodda fundist í sjávarsetlögum frá lokum síðasta jökulskeiðs. Skeldýr úr lögunum hafa verið aldursákvörðuð með geislakolsaðferð og er aldur þeirra $11,255 \pm 240$ BP (Guðmundur Kjartansson 1966). Flestar jökultoddu í Saurbænum tilheyra undirtegundinni *siliqua* (*Portlandia arctica siliqua*), en fáeinir líkjast meira dæmigerðri jökultoddu (*P. arctica arctica*).

Elstu setlög sem jökultodda hefur fundist í eru við Kaupmannahafnarhöfða (Kap København) á Norður-Grænlandi, en þau eru talin 2,45 milljón ára gömul. Ásamt jökultoddu finnast í þessum jarðlögum tegundir sem tilheyra ættkvíslum sem eru taldar eiga uppruna sinn að rekja til talsverðs dýpis. Má þar einkum nefna hnytlur (*Nucula*), toddur (*Portlandia* og *Yoldiella*), birður (*Batharca*), diska sem tilheyra ættkvíslinni *Arctinula*, búldur (*Thyasira*) og nurtur (*Montacuta*). Ennfremur hefur verið bent á að margar kaldsjávartegundir eins og jökulbirða (*Batharca glacialis*), búldutegundin *Thyasira dunbari* og bugðukesja (*Cuspidaria sub torta*), sem allar lifa á litlu dýpi við Norður-Grænland, séu ekki sérleg vel aðlagðar lífi á grunnsævi þar sem þær hafa ekki sviflirfustig (Schjømte 1989). Því má leiða að því líkum að grunnsævisfáan á háarktísku svæðunum hafi þróast frá tegundahópum sem lifðu á talsverðu dýpi, en færðu sig nær landi og inn á grunnsævi fyrir um það bil 2,45 milljón árum (Leifur A. Símonarson o.fl. 1998). Hins vegar virðist sem þessari þróun sé ekki að fullu lokið. Frekari rök fyrir þessari þróun er sú staðreynd að flestar samlokur á grunnsævi á háarktísku svæðunum eru með þunnar og sléttar skeljar með ógreinilegar bárur og gárur, en þessi einkenni finnast helst hjá tegundum sem lifa á talsverðu dýpi þegar sunnar dregur. Ef þetta gerðist fyrir um það bil 2,45 milljón árum, eins og flest bendir til, þá virðist ljóst að þessi sókn botndýra inn á grunnsævi og upp að strönd hafi átt sér stað á fyrsta stóra jökulskeiðinu á ísöld. Þá er talið að ísþekja hafi lagst yfir núverandi íshaf. Hún varð þess valdandi að botndýr færðu sig nær ísröndinni þar sem fæðumöguleikar voru betri en undir sjálfri íshellunni og áfram inn á grunnsævi nær ströndum þar sem frekar var að finna íslaus svæði, a.m.k. hluta úr árinu.

Heimildir

Guðmundur Kjartansson 1966. Nokkrar nýjar C¹⁴-aldursákvæðanir.

Náttúrufræðingurinn 36, 126-141.

Jón Eiríksson 1981. Lithostratigraphy of the upper Tjörnes sequence, North Iceland:

The Breidavík Group. Acta Naturalia Islandica 29. 1-37.

Kristinn J. Albertsson 1976. K/Ar ages of Pliocene-Pleistocene glaciations in Iceland with special reference to the Tjörnes sequence, northern Iceland. Óbirt doktorsritgerð. Cambridge University, Cambridge. 268 bls.

Leifur A. Símonarson, Petersen, K.S. & Funder, S. 1998. Molluscan palaeontology of the Pliocene-Pleistocene Kap København Formation, North Greenland. Meddelelser om Grønland. Geoscience 36. 103 bls.

Ockelmann, W.K. 1958. Marine lamellibranchiata. The Zoology of East Greenland.

Meddelelser om Grønland 122 (4). 1-256.

Schjømte, T. 1989. Marine Mollusca from Jørgen Brønlund Fjord, North Greenland, including the description of *Diaphana vedelsbyae* n.sp. Meddelelser om Grønland, Bioscience 28. 1-24.

Bergsegulmælingar á hraunlögum úr sniðum norðvestantil á Vestfjörðum 1998-2001

Leó Kristjánsson¹, Haraldur Auðunsson² og Björn S. Harðarson^{3,4}

¹Raunvísindastofnun Háskólans, Haga, Hofsvallagötu 53, 107 Reykjavík, ²Tækniskóla Íslands, Höfðabakka 9, 110 Reykjavík, ³Raunvísindastofnun Háskólans, Jarðfræðahúsi H.Í. v/Hringbraut, 101 Reykjavík. ⁴Grant Institute of Geology, University of Edinburgh, U.K.

Þetta yfirstandandi verkefni í bergsegulmælingum á hraunlögum á Vestfjörðum hefur m.a. þann tilgang að styðja við kortlagningu á legu setmyndana (einkum elstu surtarbrandslaga landsins), mislægja, hraunasyrpa með sérstaka berggerð (s.s. dílabasalts), og breytinga í snefilefnasamsetningu bergsins. Komið hefur fram í fyrri rannsóknum B.S.H. og samstarfsmanna (E.P.S.L. 1997) að þær breytingar eru verulegar. Einnig verða gerðar Ar-Ar aldursákvarðanir.

Bergsegulmælingarnar hófust með sýnasöfnun í sniði norðan og utan við Skálavík 1998-99, og hefur síðan verið bætt við það þrem sniðum nálægt Bolungavíkur-kaupstað, einu norðan Ségundafjarðar, þrem í Öndarfirði, einu í Nesdal við Ingjaldssand og þrem í Helgafelli/Hafnardal yst við Dýrafjörð sunnanverðan. Sumarið 2000 voru tekin sýni úr þrem sniðum í Aðalvík og einu norðan Fljótavíkur.

Alls hefur verið safnað sýnum úr um 360 lögum sunnan Djúps og 90 norðan þess. Oftast eru tekin 4 stefnumæld borkjarnasýni/hraun. Mælingum á segulstefnunni í þeim er lokið að frátöldum um 80 lögum úr Öndarfirði, og reynist bergið yfirleitt góður efniviður til slíkra mælinga. B.S.H. hefur séð um kortlagningu sniðanna, að hluta með nemendum í kortlagningarnámskeiði jarðfræðiskorar haustið 2000. Stefnt er að því að fella öll sniðin saman í eina stratigrafíska súlu, ásamt niðurstöðum I. McDougalls o.fl. (J. G. R. 1984) á hliðstæðum sniðum sem safnað var úr sunnan Skálavíkur og í Ségundafirði 1975.

Af ofanefndum sniðum er segulstefnan talsvert flöktandi í sniðinu frá 1998-99 norðan við Skálavík, og nokkrir umsnúningar koma þar fyrir. Í hinum sniðunum er minna um slíkt, sem bendir til þess að stöðugleiki jarðsegulsviðsins sé all-breytilegur og einnig að upphleðsluhraði í staflanum þarna hafi verið talsvert breytilegur með staðsetningu og tíma. Til dæmis er enn ekki vel ljóst hvernig segulskeið í sniðinu í Skálavík tengjast við sniðin Bolungavíkurmegin í sama fjalli. Þar eð fjarlægðin þar á milli er aðeins 10 km, verður að fara varlega í að nota segulstefnurnar til að tengja yfir Djúpið (20 km). Mynstur hrauna með réttar og öfugar segulstefnur er nokkuð einfalt í sniðunum fjórum norðan Djúps.

Í heild er flökt segulstefna milli hraunlaga á Íslandi meira eftir því sem lögin eru eldri (L.K., G.J.I. 1995 og grein í prentun). Virðist það endurspegla breytingar á flökti (secular variation) jarðsegulsviðsins með tíma, en engin sambærileg gögn um þetta atriði eru enn til erlendis frá. H.A. og L.K. eru að gera frekari segulmælingar á nokkrum völdum hraunlögum og syrpu af "flow units" til þess m.a. að kanna hugsanlegar staðbundnar ástæður fyrir segulstefnuflöktinu. Ef það fæst staðfest að raunverulegar breytingar hafi orðið á flökti jarðsegulsviðsins, gætu þær verið tengdar breytingum á tíðni umsnúninga og á meðal-styrk sviðsins. Umsnúningarnir eru greinilega talsvert fleiri en reiknað er með í þeim tímakvarða (Geomagnetic Polarity Time Scale) sem einkum er byggður á túlkun segulsviðsmælinga yfir úthafshryggjum.

Gjóskulagarannsóknir við Mývatn - aldursgreining elstu byggðar

Magnús Á. Sigurgeirsson¹, Orri Vésteinsson² og Hafliði Hafliðason³

¹Geislavarnir ríkisins, Rauðarárstíg 10, 150 Reykjavík, ²Fornleifastofnun Íslands, Bárugötu 3, 101 Reykjavík,

³Geologisk Institut, Allégaten 41, 5007 Bergen, Norge

Á undanförnum áratug hafa staðið yfir umfangsmiklar fornleifarannsóknir á Hofstöðum og Sveigakoti í Mývatnssveit (Adolf Friðriksson og Orri Vésteinsson 1998, Orri Vésteinsson 2001). Við aldursákvörðun rústanna hefur einkum verið stuðst við gjóskulagatímatal og aldursgreiningar með geislakoli (¹⁴C). Gjóskulagatímatalið hefur reynst mjög notadrjúgt þar sem í jarðvegi á Mývatnssvæðinu er fjöldi gjóskulaga sem fallið hafa eftir að land byggðist fyrir 1100-1200 árum (Magnús Á. Sigurgeirsson 1998). Næst undir torflögum skálans á Hofstöðum er gjóskulag almennt hefur verið greint sem Landnámslagið. Það er talið vera frá því um 870 e. Kr (Grönvold o.fl.1995). Nýverið hafa komið fram vísbendingar um að þetta gjóskulag sé ekki Landnámslagið heldur nokkru yngra lag.

Við rannsóknir á fornbylí í Sveigakoti sumarið 1999 fundust tvö sorplög, mestmegnis bein og sót, aðskilin af þunnu jarðvegslagi sem inniheldur grágrænt gjóskulag. Ennfremur kom í ljós að undir neðra sorplaginu var annað gjóskulag með svipað útlit. Sökum langvarandi jarðvegseyðingar á bæjarstæðinu voru engin yngri gjóskulög varðveitt. Vegna mikilvægis gjóskulaganna við aldursgreiningu mannvistarlaganna var farið í sérstaka rannsókn á þessum tveimur lögum. Kom fljótlega í ljós að gjóskulögin voru frá því um landnám og að annað þessara laga væri að öllum líkindum Landnámslagið. Hins vegar var ekki ljóst hvort þeirra væri Landnámslagið og því mikilvægt að fá úr því skorið. Greint verður stuttlega frá niðurstöðum þessara athugana hér.

Byrjað var á að kanna gjóskulög í rofabörðum í nágrenni Sveigakots en á bæjarstæðinu sjálfu er jarðvegur nánast með öllu eyddur. Gott viðmiðunarsnið fannst undir NV-hlíð Sellandafjalls, um 10 km sunnan Sveigakots. Gjóskusýni voru tekin til efnagareiningar úr þessu sniði og auk þess frá Hofstöðum og Sveigakoti. Efnagreiningar á aðalefnum benda til að upptök gjóskulaganna beggja séu í sama megineldstöðvakerfi, þ.e. Veiðivatna-Dyngjuhálskerfinu. Lausleg könnun á útbreiðslu efra gjóskulagsins leiðir í ljós að það er heldur þykkara á Mývatnssvæðinu en neðra lagið. Bráðabirgðakort af útbreiðslu þess hefur verið gert (mynd 1). Þykkt neðra gjóskulagsins er í betra samræmi við útbreiðslu Landnámslagsins (Larsen 1984). Litur þess er heldur ljósari en á því efra og líkari lit dökka hluta Landnámslagsins í öðrum landshlutum. Meira er af kristalbrotum í neðra gjóskulaginu en hinu efra, en hátt hlutfall kristalbrota er eitt helsta einkenni Landnámslagsins. Aldursgreiningar með geislakoli á beinum úr báðum sorplögum benda til að aldursmunur þeirra sé lítill, marktækur munur er ekki á greiningunum, og að sorplögin hafi hlaðist upp á tímabilinu 860-990 e.Kr. (leiðrétt miðað við 1 sigma) (Orri Vésteinsson 2001). Jafnframt þýðir þetta að aldursmunur á gjóskulögum tveimur er ekki mikill.

Í ljósi þessara athugana er dregin sú ályktun að efra gjóskulagið sé ekki Landnámslagið heldur nokkru yngra gjóskulag, orðið til við gos á Veiðivatna-Dyngjuhálskerfinu á 10. öld. Í botnseti Mývatns hefur fundist gjóskulag frá því um 970 e.Kr. komið frá Veiðivatnakerfinu (Árni Einarsson o.fl. 1988). Sennilega er hér um sömu gjóskulög að ræða. Gerð var tilraun til að nálgast aldur lagsins frekar með útreikningi á þykknunarhraða jarðvegs á milli Landnámslags og Heklugjóskunnar frá 1158. Bendir útkoman til að gjóskulagið geti frá því um 950 e.Kr., með 1.-2. áratuga skekkjumörkum. Þrátt fyrir að aðferðin sé ekki nákvæm er niðurstaðan í góðu samræmi við kolefnisaldursgreiningar og verður stuðst við hana þar til nákvæmari aldurstölur fást. Lagið hefur verið nefnt V~950 til bráðabirgða.



Mynd 1. Útbreiðsla gjóskulagsins V~950. Þykktir eru í sentimetrum.

Heimildir

- Adolf Friðriksson og Orri Vésteinsson 1998: Hofstaðir í Mývatnssveit – yfirlit 1991-1997. *Archaeologia Islandica* 1, s. 58-73.
- Árni Einarsson, Haflíði Haflíðason og Hlynur Óskarsson 1988: Mývatn: Saga lífríkis og gjóskutímal í Syðriflóa, Náttúruverndarráð, fjölrit 17.
- Grönvold, K., Óskarsson, N., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Hammer, C. U., Bond, G., Bard, E. 1995: Express Letters. Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 135, s. 149-155.
- Guðrún Larsen 1982: Gjóskutímal Jökuldals og nágrennis. Í: *Eldur er í norðri*, Reykjavík, bls. 51-65.
- Larsen, G. 1984: Recent volcanic history of the Veidivötn fissure swarm, Southern Iceland – an approach to volcanic risk assessment. *J Volcanol. Geotherm. Res.* 22, s. 33-58.
- Magnús Á. Sigurgeirsson 1998: Gjóskulagarannsóknir á Hofstöðum 1992-1997. *Archaeologia Islandica* 1, s. 110-118.
- Orri Vésteinsson 2001: Archaeological investigations at Sveigakot 1998-2000. *Fornleifastofnun Íslands*, FS134-00211, 72 s.

English summary

In the summer 1999 a basaltic tephra layer was identified sandwiched between two Viking age midden deposits at Sveigakot in Mývatnssveit, NE-Iceland. Based on geochemical analysis this layer has a composition with a character of the Veidivötn-Dyngjuhals volcanic system. According to a preliminary isopach map which has been compiled its main axis of distribution is to NE-Iceland (Figure 1). The eruption is assumed to have taken place in ca. 950 AD, based on ^{14}C dating and stratigraphy. The Settlement Layer, dated to 870-880 AD and of similar geochemical composition, was found next below the midden. These two tephra layers are the most important in dating early settlement remains in the Mývatn area.

Steingervingasafn Náttúrufræðistofnunar Íslands

Margrét Hallsdóttir, Náttúrufræðistofnun Íslands

Í ársbyrjun 2002 náðist sá áfangi í sögu steingervingasafns NÍ að allir gripir safnsins höfðu verið tölvuskráðir. Sama gagnagrunnsforrit, FileMaker Pro, er notað og steinasafn NÍ er skráð í (Sveinn Jakobsson og Kristján Jónasson 1998). Skrár steingervingasafnsins eru þrjár: originalaskrá, ritaskrá og steingervingaskrá.

Originalaskráin hefur að geyma íslenska steingervinga sem fjallað hefur verið um og birtar myndir af á prenti. Í safninu eru nú varðveittir tæplega 500 gripir en á 8. hundrað skráningar eru komnar. Ritaskráin inniheldur bókfræðilegar upplýsingar um rit og greinar um steingervinga fundna á Íslandi sem borist hafa til safnsins. Alls eru þetta 30 rit en enn vantar nokkuð uppá að allt hafi skilað sér til safnsins. Steingervingaskráin er þriðja og jafnframt stærsta skrá steingervingasafnsins með 5518 aðfanganúmer eða færslur. Hún geymir upplýsingar um alla aðra gripi safnsins, þ.e. bæði innlenda og erlenda steingervinga og sýni sem tengjast á einhvern hátt fornu lífríki landsins. Í síðastnefnda hópnum eru m.a. sýni þar sem hlutfall kolefnissamsætanna, $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, hefur verið mælt vegna aldursákvörðunar með geislakolsaðferð.

Gripir í steingervingaskránni eru skráðir í nokkur sérsöfn. Þau helstu eru safn Guðmundar G. Bárðarsonar, en þar eru skeldýr úr Tjörneslögunum (um 660 færslur) og svokallað viðmiðunarsafn skeldýra einnig frá Tjörnesi (340 færslur), innlenda svæðasafninu er skipt í tvennt, dýrasteingervinga (um 2100 færslur) og plöntusteingervinga (um 1500 færslur). Erlent svæðasafn hefur að geyma 811 færslur.

Stærstur hluti steingervingasafnsins er nokkuð aðgengilegur þeim sem leita eftir að nota það. Svæðasafninu er raðað eftir sýslum og því tiltölulega auðvelt að fá yfirsýn yfir hvað finna má á hverjum stað. Fyrirferðarmiklum gripum, sem ekki var hægt að hafa til sýnis í sýningarsal, hefur þó þurft að koma fyrir í geymslu. Þar er einkum um að ræða viðarsteina og surtarbrand úr blágrýtismynduninni og trjáboli úr mýrum frá nútíma. Erlenda svæðasafnið er enn í kössum, en plássleysi háði safninu um tíma og var þá gripið til þess ráðs að pakka erlendum gripum niður til að skapa pláss fyrir ný innlend aðföng. Það voru helst kennarar ásamt nemendum framhaldsskólanna sem notfærðu sér erlenda safnhlutann, enda hafa þeir sjaldnast aðgang að erlendum steingervingum í skólunum. Þetta er því einkum bagalegt fyrir kennslu á menntaskólastigi en stendur vonandi til bóta nú með bættu geymslurými þó einhver bið gæti orðið á hirslukaupum.

Gagnasöfn má ætíð auka og bæta, gildir það einnig um steingervingaskrána. Hnit fundarstaða hafa ekki verið skráð og samræma þarf betur skráningu fundarstaða þannig að leit í skránni verði sem öruggust. Ljósmyndir tengdar færslum í gagnagrunn gætu aukið rannsóknargildi safnsins verulega. Huga má að stafrænni ljósmyndun safngripa, til að byrja með einkum þeirra sem eru óaðgengilegir í kössum. Vefaðgangur að skránum er einnig verðugt verkefni, sem þó þarfnast nánari athugunar, enda að mörgu leyti vandmeðfarið m.a. vegna þess hve viðkvæmir sumir fundarstaðir eru og því óþarfi að vekja of mikla athygli á þeim.

Heimildir

Sveinn Jakobsson og Kristján Jónasson. Gagnagrunnur steinasafns Náttúrufræðistofnunar Íslands, *Náttúrufræðistofnun Íslands, Ársrit 1998* (ritstjóri Álfheiður Ingadóttir), bls. 19 – 24.

Segregation veins in Surtsey lavas, Iceland, and implications for volatile-liquid transfer processes during magma differentiation

Olgeir Sigmarsson¹, Thorvaldur Thordarson² og Sveinn P. Jakobsson³

¹Raunvísindastofnun Háskólans og CNRS, ²University of Hawaii at Manoa & CSIRO Magmatic Ore Deposit Group, ³Náttúrufræðistofnun Íslands

The two overlapping olivine alkali basalt lava shields at the Surtsey volcano consist of compound pahoehoe, where the central lava cone is constructed from sheet flows and shelly pahoehoe, whereas the surrounding lava apron is mainly made up of tube-fed pahoehoe sheet lobes [Thordarson, 2000]. These sheet lobes exhibit the three-fold structural division of inflated pahoehoe (Figure 1), the vesicular upper lava crust, the massive lava core and the vesicular basal crust [e.g., Thordarson and Self, 1998]. Segregation structures are common in Surtsey lavas and typically occur as thin veins (i.e. horizontal vesicle sheets) or as basal fills in megavesicles situated at boundary between the upper lava crust and the lava core. Less frequently segregated material is found in vertical vesicle cylinders within in the lava core. The segregation structures make up 2-3 per cent of the total volume of each sheet lobe.

Field relations indicate that the segregation structures are formed by filter-pressing of volatile-rich fluid at the boundary of the basal-crust and the lava-core. As the flow of lava in the lava core came to halt and shortly after stagnation the buoyant segregated melt rose as vertical cylinders through the lava core, then spread horizontally and accumulated at the base of the upper lava crust that had formed during lobe emplacement. The segregated melt is preserved as a vesicular and coarse grained cylinders, veins, sheets and pod-like bottom fills in megavesicles (Figure 1). Whole-rock analysis show that the segregated material represents highly evolved melts of FeTi basalt composition, which is in stark contrast to alkali olivine basalt composition of the host lava. Furthermore, these analysis show that these segregations are not formed by in situ filter-pressing because the lava immediately adjacent to the segregation structures has typical host lava composition and shows no sign of depletion in highly incompatible elements.

The segregated melt can be shown to have evolved from the host lava by 50-60% fractional crystallization of olivine, plagioclase and clinopyroxene. The eruption temperature of the Surtsey magma was approximately 1160°C, whereas the segregation melts were extracted at 1130 ±5°C and crystallized down to approximately 750°C. The oxygen fugacity during crystallization changed from approximately FMQ-buffer to 100 times lower values at the time of final solidification. Such reducing conditions favoured crystallization of olivine, which forms a continuous compositional trend from Fo85 to Fo13. Feldspar compositions range from An79 to Or57 and clinopyroxene compositions range from diopside rich augites to aegerine-augites. Other mineral phases are magnetite, ilmenite and apatite, along with trace amounts of amphibole and nepheline. Vesicle cylinders in the lava core also contain residual phonolite glass of variable peralkalinity.

The segregation veins have whole-rock compositions similar to FeTi basalts of Katla and other volcanoes in South Iceland. In comparison to most basalts in Iceland, the FeTi basalts are evolved magmas with high dry-melt densities. Volatile induced liquid transfer, as proposed here for the formation of the segregation veins, is likely to have played an important role during melt differentiation in magma reservoirs. This process may explain the abundance of FeTi basalts in Iceland and elsewhere.

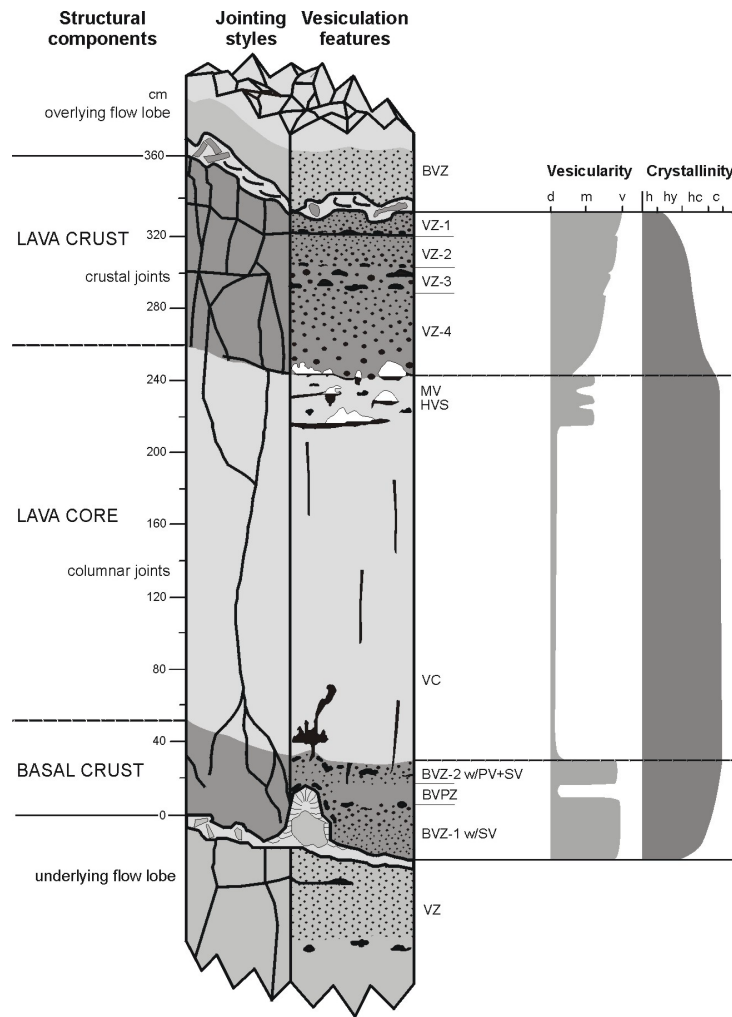


Figure 1. Graphic log showing vertical distribution of internal structures in a sheet lobe within the Surtur I lava shield. The main structural components the lava crust, upper lava core, and basal crust are shown on the left. The left column illustrates the jointing of the lava. The right column shows vesication features. Abbreviations are as follows: VZ, vesicular zone; MV, megavesicle; HVS, horizontal vesicle sheet; VC, vesicle cylinders; BVZ, basal vesicular zone; SV+PV, segregation and pipe vesicles. Also shown are profiles depicting vertical changes in vesicularity and crystallinity. Vesicularity scale is modal percent and intervals of crystallinity are h, hyaline (0-10% crystals); hy, hypohyaline (10-40% crystals); hc, hypocrySTALLINE (50-90% crystals); and c, holocrySTALLINE (90-100% crystals).

References

- Thordarson, T. (2000). "Morphology and structure of the 1963-67 AD Surtsey lava flow field: Results from preliminary observations." Surtsey Research Program Report XI: 125-142.
- Thordarson, T. and S. Self (1998). "The Roza Member, Columbia River Basalt Group - a gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes." *Journal of Geophysical Research -- Solid Earth* 103: 27411-27445.

Saga birkiskóga á Suðurlandi - forrannsókn

(The Holocene history of Birch (*Betula sp.*) woodlands on southern Iceland)

Ólafur Eggertsson ¹, Hjalti J. Guðmundsson ² og Björn B. Jónsson ³

¹ Rannsóknastöð Skógræktar, Mógilsá, 116 Reykjavík. ² Umhverfis- og heilbrigðisstofa Reykjavíkurborgar, Skúlatúni 2 105 Reykjavík. ³ Suðurlandsskógar, Austurvegur 1-5, 800 Selfoss.

Markmið verkefnisins er tvískipt:

1. Að kanna áhrif veðurfars (hitafars og úrkomu) á vöxt lifandi birkis með aðferð áhringjafræða (dendrokronologi)

Kjarnasýni (borsýni) voru tekin úr birkitrjám í Bæjarstaðar og Núpstaðarskógum. Samtals var 40 sýnum safnað úr jafnmörgum trjám, 20 tré á hverjum stað. Búið er að vinna úr gögnum frá Bæjarstaðarskógi. Áhringirnir voru mældir upp með sérstökum tækjabúnaði (sérhannaður til trjáhringjamælinga) með upplausninni 1/100 mm. Meðaltal allra mælinga myndaði meðaláhringjakúrfu fyrir skóginn. Áhringjakúrfan var borin saman við veðurfarsgögn frá Kirkjubæjarklaustri, mánaðarmeðalhita og mánaðarmeðalúrkomu. Helstu niðurstöður eru þær að meðalsumarhiti (meðaltal mánaðanna júní, júlí og ágúst) gefur hæstu fylgni við áhringjavöxt og er sumarihiti þar af leiðandi ráðandi fyrir vöxt birkis í Bæjarstaðaskógi. Engin fylgni reyndist milli áhringjavaxtar og úrkomu.

Meðalaldur trjáanna í Bæjarstað reyndist vera 107 ár og elsta tréð var með 133 áhringi. Frá þessu má álykta að trén hafi byrjað að vaxa á tímabilinu 1855-1870. Elstu heimildir frá Bæjarstaðaskógi sem eru frá árinu 1870 greina frá því að skógurinn hafi verið mannhæðahár og þéttur, kannski eru hér því um sömu tré að ræða?

2. Að kanna þá umhverfispætti sem ráða breytileikanum í dreifingu trjáleifa (lurkalaga) í jarðlögum frá nútíma út frá afstöðu og dreifingu þeirra í tíma og rúmi

Viðarleifar finnast víða í skurðum á Suðurlandi þar sem votlendi hafa verið framræst. Þessar fornu skóga- og runnagróðursleifar mynda oft samfelld lög í mýrarjarðvegi sem rekja má yfir misstór svæði. Hin almenna kenning um myndun og varðveislu þessara leifa gengur út á það að þegar mýrlendi voru í lágmarki breiddist skógur og runnagróður um allt láglendið en þegar mýrarnar stækkuðu vegna veðurfarsbreytinga hraktist skógurinn af þeim svæðum en mýrin varðveitti þann trjágróður sem til staðar var, þannig er talið að hin svokölluðu lurkalög hafi myndast. Þorleifur Einarsson nefnir tvö afgerandi lurkalög í mýrum, það fyrra sem hann telur myndað á tímabilinu 9000-7000 BP og það síðara frá 4000-2500 BP. Á þessum tímaskeiðum á Nútíma telur Þorleifur að „kjarr eða birkiskógur hafi klætt allt láglendi nema blautustu flóa og náð hátt til fjalls“ (Þorleifur Einarsson 1962 í tímaritinu Sögu og 1994 í riti landverndar nr. 10).

Vettvangs- og forrannsókn fór fram á dreifingu trjáleifa í jarðvegssniðum síðastliðið sumar (sumarið 2001). Markmiðið var að finna gott mýrarsnið (jarðvegssnið) með vel varðveittum lurkum, kanna afstöðu þeirra með tilliti til öskulaga og velja út sýni til aldursgreininga.

Jarðvegssnið í hallamýri í Haukadal varð fyrir valinu sem nær aftur u.þ.b. 4000 ár BP. Þar eru tvö þykk öskulög frá Heklu, H3 (2900BP) og H4 (3800 BP). Helstu leifar trjágróðurs var að finna undir þessum öskulögum og hefur hann (trjágróðurinn) líklega drepist við öskufallið. Hekla er í um 50 km fjarlægð frá jarðvegssniðinu. Við teljum að jafn umfangsmikil gos eins og Hekla 3 og 4, sem eru líklega á meðal stærstu öskugosa frá Nútíma hér á landi, hafi haft umtalsverð áhrif á gróðurfars sögu landsins þar sem þykk aska frá þessum stóru gosum lagðist yfir mestallt landið.

Framhald rannsókna

Í seinni hluta þessa verkefnis verður kannað til hlítar hvaða trjategundir finnast í þessum viðarleifum, því ekki er vitað hvort hér er einungis um birkileifar að ræða. Sýni verða tekin bæði til viðar-, trjáhringja- og geislakolsgreininga. Einnig koma oft fornar skóga- og jarðvegsleifar fram í framburði jökuláa á Suðurlandi. Aldursdreifing trjáleifanna verðu könnuð með geislakolsgreiningu og greind til tegunda (viðargreining). Trjáhringir í þessum lurka- og trjáleifum verða skoðaðir og kannað hvort hægt verði að yfirfæra niðurstöðurnar frá rannsóknum á lifandi trjám yfir á hinar fornu trjáleifar. Ef þetta er gjörlegt mun verða mögulegt að meta eðli veðurfars á því tímabil sem hin fornu tré lifðu.

Fornstraumar og umhverfisbreytingar NV af Íslandi í ljósi háupplausnar setfræði- og endurvarpsgagna

Sædís Ólafsdóttir, Áslaug Geirsdóttir, John T. Andrews* og Anne E. Jennings*

Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands, Jarðfræðahús Háskólans, 101 Reykjavík, *INSTAAR, Dept. of Geol. Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado 80309-0450, USA

Árið 1999 fór franska rannsóknarskipið R/V Marion Dufresne í alþjóðlegan leiðangur um Norður-Atlantshafið. Markmiðið var að afla upplýsinga á ferlum og afleiðingum loftlagsbreytinga með því að rannsaka sjávarsetlög sem geyma upplýsingar af hárra tímaupplausn og geyma langtímagögn. Í leiðangrinum voru teknir setkjarnar af landgrunninu fyrir norðan og vestan Ísland. Einn af kjörnunum (MD99-2264) var tekinn í Djúpálstroginu norðvestur af Vestfjörðum þar sem kaldur og seltusnauður Austur-Grænlandsstraumurinn mætir hlýjum og selturíkari Norður-Atlantshafsstraumnum. Kjarninn er 38 m langur og reynist innihalda elsta set sem safnað hefur verið af íslenska landgrunninu og mun því veita okkur upplýsingar um jöklunar-, umhverfis- og straumabreytingar allt að 33.000 ^{14}C ár aftur í tímann. Sumarið 2001 gafst tækifæri á að fá fram nýjan endurvarpsprófil af kjarnatökustaðnum. Til þess var notað háupplausnar mælitæki, SUBSCAN Chirp Sonar frá Woodhole Oceanography Institute. Tækið sendir frá sér hljóðbylgjur á tíðnibilinu 0.5-16 kHz sem nýtist mjög vel á grunnsævi. Notuð var 6 kHz tíðni í Djúpálnum sem gerði því kleift að ná fram 40 m setþykkt.

Hér verður gefin heildarmynd af kjarnanum með endurvarpsprófilnum, setlýsingu og niðurstöðum talningar á ísreknu efni, auk þess sem áhersla er lögð á setfræðilegar athuganir á síð-jökulstímaseti (12.800-9.600 ^{14}C ár BP) í kjarnanum. Megináhugi okkar beindist að 1) hvort kornastærðardreifing endurspeglar umhverfisbreytingar á umbrotatíma jökulsins, 2) hvernig kornastærðargreining, talning á ísreknu efni, heildarmagn kolefnis og segulviðtaks gögn bæri saman, og 3) hvort nýta mætti endurvarpsprófilinn ásamt setlýsingu til að endurtúlka forn-umhverfis- og straumabreytingar.

Niðurstöður kornastærðardreifingar á tímabilinu 12.800-9.600 ^{14}C ár BP sýna miklar sveiflur í kornastærð, segulviðtaki og heildarmagni kolefnis. Aukning á ísreknu efni fylgir toppum í grófari kornastærð sem túlka má sem aukna umhverfisorku af völdum ferskvatnflæðis frá hratt hörfandi jökli. Á sama dýptarbili kemur fram sterkur endurvarpsflötur á prófilnum. Vedde gjóskan fellur saman við hann og má því tímasetja hann sem lok yngri dryas tímans. Flöturinn er að sama skapi rofflötur þar sem yngri setlög setjast mislægt ofaná. Myndun rofflatarins má rekja til breytinga á fornstraumakerfinu, t.d. aukins sjávarfallastraums, sterkra stormstrauma eða jafnvel sjávarstöðubreytinga. Ofan við mislægið setjast yngri setlög eins og fyrr sagði, en þau marka upphaf nútímans með hægari og stöðugri botnstraumum líkt og ríkja í Djúpálnum í dag. Á yngra dryas tímabilinu er götungafánan samsett af kaldsjávartegundunum, *Cassidulina reniforma*, *Elphidium excavatum*, *Astrononion gallowayi* og *Cibicides lobatulus*. Fjölbreytni og aukin prósent hlýsjávartegunda eykst eftir það.

Á endurvarpsprófilnum koma fram fimm seteiningar sem endurspeglar ólíkar umhverfis-aðstæður. Einnig koma fram roffletir, gjóskulög og ákveðin byggingareinkenni af völdum botnstrauma. Athygli skal vakin á tímabilinu um 19.000-17.000 ^{14}C ár BP en þar finnst ekkert ísrekið efni, auk þess sem setsamsetningin einkennist af súrefnissnauðu og súlfíðríku seti. Það gæti bent til langvarandi landfasts hafiss og þar af leiðandi hámark jöklunar. Götungagreining bendir til að ríkjandi tegund á þessu tímabili sé *Stainforthia leoblichii* sem er þekkt fyrir að þræuka við súrefnissnauðar aðstæður. Lítið sem ekkert finnst af svifgötungum sem ýtir enn frekar undir umhverfisaðstæður með langvarandi landföstum hafis.

Fyrirhugað er að gera viðtækar rannsóknir á götungum, þá bæði tegundagreiningu og samsætumælingar, auk þéttari aldursgreininga. Fyrstu vísbendingar benda til að hægt sé að nota götungagreiningu til að segja með hárri tímaupplausn hvenær og hvort hlýr Norður-Atlantshafsstraumurinn náði að brjóta sér leið vestur eftir Íslandi.

Efnasamsetning, rennsli og aurburður straumvatna á Austurlandi

¹Sigurður Reynir Gíslason, ²Árni Snorrason, ¹Eydís Salome Eiríksdóttir, ¹Bergur Sigfússon, ²Sverrir Óskar Elefsen, ²Ásgeir Gunnarsson, ²Einar Örn Hreinsson, ³Peter Torssander og ⁴Niels Örn Óskarsson.

¹Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík. ²Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík. ³Department of Geology and Geochemistry, Stockholm University, S-106 91 Stockholm, Sweden. ⁴Norræna eldfjallastöðin, Grensásvegi 50, 108 Reykjavík.

Inngangur

Tilgangurinn með rannsókninni er að skilgreina rennsli og styrk uppleystra og fastra efna í völdum straumvötnum á Austurlandi, hvernig þessir þættir breytast með árstíðum, og skilgreina vensl styrks uppleystra og fastra efna og rennslis. Einnig að leggja mat á magn uppleystra efna sem berast með þessum straumvötnum til sjávar og efna- og eðlisfræðilega eiginleika gruggsins í ánum. Enn fremur að afla gagna sem gera m.a. kleift að reikna hraða efnahvarfarofs, hraða aflræns rofs lífræns og ólífræns efnis og upptöku koltvíoxíðs úr andrúmslofti vegna efnahvarfarofs. Straumvötnin sem safnað hefur verið úr frá nóvember 1998 eru Jökulsá á Fjöllum við Grímsstaði, Jökulsá á Dal við Hjarðarhaga, Jökulsá í Fljótsdal við Hól, Fellsá við Sturluflöt, Grímsá við brú, Lagarfljót við Lagarfoss og Fjarðará í Seyðisfirði ofan virkjunar. Sýnatöku í Fjarðará var hætt í október 2000, en hófs á sama tíma í Jökulsá á Brú við Brú. Verkefnið er unnið vegna hugsanlegra virkjana norðan Vatnajökuls og alþjóðlegra skuldbindinga Íslendinga um takmörkun á mengandi efnum, sem berast frá landi til sjávar („The Oslo and Paris Commissions 1995“) og almennra grunnrannsókna og er kostað af Landsvirkjun, umhverfissráðuneytinu (AMSUM), Auðlindadeild Orkustofnunar og RANNÍS.

Fyrstu niðurstöður

Jökulsá á Dal við Hjarðarhaga var kaldasta straumvatnið þrátt fyrir að lofthiti hafi þá verið hlutfallslega hár á söfnunarstað. Það er greinilegt að lindavatn hafði áhrif á hitastig Jökulsár á Fjöllum við Grímsstaði því lofthiti var þar lægstur þegar safnað var.

Gildi pH og basavirkni (alkalinity) var hæst í Jökulsá á Fjöllum, en lægst í Fjarðará. Þessi pH gildi endurspeglar efnaskipti vatns og bergs þar sem aðgangur hefur verið að koltvíoxíði andrúmsloftsins á meðan eða eftir að efnaskiptin áttu sér stað. Basavirknin er beinn mælikvarði á efnaskipti vatns og bergs óháð efnasamsetningu úrkomunnar. Því meiri basavirkni, því meiri efnaskipti. Efnaskiptin voru því mest í Jökulsá á Fjöllum en minnst í Fjarðará. Basavirknin breytist eftir árstíðum, er mest á veturna en minnst á sumrin. Leiðni og heildarmagn uppleystra efna (TDS) var mest í Jökulsá á Fjöllum, þá Jökulsá í Fljótsdal og Jökulsá á Dal. Uppleyst efni voru í minnstum styrk í dragánum, Fjarðará og Fellsá. Öfugt við basavirknina er leiðni og TDS háð efnasamsetningu úrkomu á vatnasviðum ána; því nær sjó, og því minni hæð yfir sjávarmáli, því meiri er selta úrkomunnar. Styrkur kísils var mestur í Jökulsá á Fjöllum en minnstur í Fjarðará. Styrkur kísils, svipað og basavirkni, segir til um efnaskipti vatns og bergs því nær enginn kísill er í úrkomu. Styrkur hans getur þó verið háður berggerðinni á vatnasviðinu og kísilþörungar geta numið kísil úr straumvatni og þó sérstaklega úr stöðuvötnum eins og Leginum. Meðalstyrkur kísils var minni í Lagarfljóti við Lagarfoss en styrkur kísils í þeim straumvötnum sem renna í Löginn, Jökulsá, Fellsá og Grímsá, og styrkur kísils var minnstur yfir sumarmánuðina í Leginum, alveg eins og næringarsaltið NO₃. Það er því töluvert kísilnám kísilþörungum í Leginum.

Styrkur brennisteins, eins og svo margra annarra efna, var mestur í Jökulsá á Fjöllum, þá Jökulsá í Fljótsdal og Grímsá. Uppruna brennisteins í straumvatni er að leita í úrkomu, bergi og í manngerðu umhverfi. Brennisteinn í úrkomu á Íslandi rekur uppruna sinn til sjávar og

hnattrænnar mengunar, sem er til komin að mestu vegna bruna lífræna orkugjafa. Styrkur brennisteins í straumvötnum, sem renna af súru bergi, er oft meiri en þeirra sem renna af basísku bergi (Andri Stefánsson og Sigurður R. Gíslason 2000). Þetta getur skýrt hlutfallslega háan styrk brennisteins í Jökulsá í Fljótsdal og í Grímsá. Hlutföll stöðugu brennisteinssamssætnanna ^{32}S og ^{34}S geta hjálpað til við að rekja uppruna brennisteinsins í straumvötnunum. Hlutföll samsætnanna er um 20‰ í sjó, um 2‰ í basalti, en ef brennisteinn er upprunninn í súlfíðum eins og hveragasi (H_2S), eða súlfíðsteindum (FeS), þá eru hlutföllin lægri en í basalti og jafnvel neikvæð. Vegna fjarlægðar frá sjó hefði mátt búast við að Jökulsá á Fjöllum og Dal hefðu minnst af sjávarættuðum brennisteini og þar af leiðandi gildi sem væri nálægt basaltgildinu (2‰) en Fjarðará sem er næst sjó, gildi sem var næst sjávargildinu (20‰). Þetta gengur eftir nema hvað Jökulsá í Fljótsdal og Grímsá og þar af leiðandi Lagarfljót hafa lægra hlutfall en nágrannar þeirra, sitt hvoru megin. Á þessum vatnasviðum er mikið af súru bergi og verður lágt $\delta^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ hlutfall helst skýrt með því að drjúgur hluti brennisteinsins sé ættaður frá veðrun súlfíða sem tengjast súra berginu. Veðrun súlfíða í súrefnisríku umhverfi veldur tímabundinni súrnun vatns og getur það skýrt hlutfallslega háan styrk Fe, Mn, Ca, Mg, Sr og Ba í Jökulsá í Fljótsdal og Grímsá. Það má sjá glögglega hvenær snjóbráðin kemur inn í allar árnar nema Lagarfljót að vori. $\delta^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ hlutfallið hækkar snarlega og er hægt að tímasetja og leggja mat á áhrif vorsnjóbráðar í ánum. Cl er einnig að mestu ættað úr úrkomu en ekki er eins gott að nota styrk Cl sem mælikvarða á snjóbráðina því styrkurinn minnkar með auknu rennsli ættuðu úr jökulís.

Styrkur flúors, F, breyttist reglulega eftir vatnasviðum frá vestri til austurs. Hann var mestur vestast, í gosbeltinu á vatnasviði Jökulsár á Fjöllum og minnkaði til austurs á vatnasviðunum. Styrkur F í Grímsá skekkir þessa landfræðilegu dreifingu lítillega, en styrkur F í straumvötnum sem renna af súru bergi er hærri en í þeim, sem renna af basalti (Andri Stefánsson og Sigurður R. Gíslason 2001). Styrkur flúors var minnstur í Fjarðará. Styrkur Al var mestur í Jökulsá á Fjöllum og minnkaði til austurs nema hvað hann var aðeins hærri í Grímsá en Fellsá. Styrkur Al var alltaf mun lægri en sá styrkur sem talinn er hættulegur vatnafiskum, $>200 \mu\text{g/kg}$ (Gensemer og Playle 1999), og hann var töluvert minni en heimsmeðaltalið, $50 \mu\text{g/kg}$. Styrkur Fe, Mn, Sr og Ba var mestur í Jökulsá í Fljótsdal og Grímsá en á vatnasviði þeirra er töluvert af súru bergi og eins og rakið var áður benda brennisteinssamsætur til veðrunar súlfíðsteinda sem geta valdið tímabundinni sýringu sem losar þá um málma eins og Fe og Mn. Hlutfallslega hár styrkur Ca, Mg, Sr og Ba á þessum vatnasviðum bendir til veðrunar karbónata. Styrkur Mo var mestur í Jökulsá á Fjöllum og minnkaði til austurs nema hvað hann var hlutfallslega mikill í Jökulsá í Fljótsdal og Grímsá, sem renna að hluta um súrt berg. Styrkur kadmíums, Cd og kvikasilfurs, Hg, var alltaf lítill og oftast nærri greiningarmörkum, 3 og 2 ng/kg. Styrkur kadmíums var meiri yfir vetrartímann í flestum vatnsföllum en hann var mestur um vorið í Leginum.

Styrkur lífræns kolefnis í straumvötnunum (Particle Organic Carbon; POC) var mestur í Jökulsá í Fljótsdal, þá Jökulsá á Dal, Grímsá, Lagarfljóti, Fjarðará, Jökulsá á Fjöllum og hann var minnstur í Fellsá. Rennslisvegið meðaltal straumvatna á Jörðinni er um 1% en flestar ár bera fram um 1,6% til 6% lífrænt efni í aurburði (Maybeck 1982). Í straumvötnum á Austurlandi var hlutfall lífræns efnis í aurburði (POC/svifaur) um 3% í dragánum Fellsá, Grímsá og Fjarðará og fellur síðan snarlega í jökulánum frá austri til vesturs eftir því sem gróður og jarðvegur minnkar á vatnasviðunum; Jökulsá í Fljótsdal 0,19%, Jökulsá á Dal 0,11%, og Jökulsá á Fjöllum 0,02%. Hlutfall uppleysts lífræns kolefnis og heildarmagn lífræns kolefnis ($\text{DOC}/(\text{DOC} + \text{POC})$) í straumvötnum á jörðinni er frá 10% til 90%, með meðaltal um 60% en mun lægri hlutföll eru ráðandi þar sem aflrænt rof jarðvegs er mikið. Þetta hlutfall er hæst í Fellsá, 57% en lægst í Jökulsá í Fljótsdal, 39%. Hlutfall C/N í lífrænum aurburði straumvatna getur sagt til um uppruna lífræna aurburðarins. Hlutfallið er að

meðaltali 6,7 í þörungum í sjó og ferskvatni, 121 í plöntum á landi og hlutfallið er að meðaltali 21 í lífrænum leifum í jarðvegi á Jörðinni (Likens o.fl. 1981). Hlutfall C og N er yfirleitt frá 8 til 10 í lífrænum aurburði straumvatna á jörðinni. Hlutfall C/N er lægst í Lagarfljóti, 14, en það er hæst í Fellsá, Jökulsá á Fjöllum og Jökulsá á Dal. Hlutföllin eru breytileg eftir árstíma og má sjá áhrif vatnaþörunga á hlutfallið yfir sumartímann í flestum straumvatnanna, þ.e. hlutfallið lækkar í átt til 6,7 eins og t.d. í Jökulsá í Fljótssdal. Yfir vetrartímann vex hlutfallslegur styrkur C, þ.e. hlutfall jarðvegs og plöntuleifa. Þörunga-hlutföllin eru þó ríkjandi allt árið um kring í Jökulsá við Lagarfoss en þó mest yfir sumartímann.

Styrkur uppleysta ólífræna næringarefnisins orthófosfats, PO_4 (dissolved inorganic phosphorous, DIP) og heildarmagn uppleysts fosfórs P_{total} (total dissolved phosphorous, TDP) breytist reglulega eftir vatnasviðum frá vestri til austurs. Hann var mestur vestast, í gosbeltinu á vatnasviði Jökulsár á Fjöllum og minnkaði eftir því sem austar dró. Hann var lægstur í dragánum Grímsá og Fjarðará. Styrkurinn breytist með árstíðum. Hann var mestur í skammdeginu en minnstur yfir hásumarið. Uppleystur fosfór í straumvötnum á Austurlandi er að mestu ólífrænn, DIP (dissolved inorganic P). Heildarstyrkur uppleysta næringarefnisins niturs (N_{total} eða total dissolved N, TDN) og nitrats, NO_3 , var breytilegur eftir vatnsföllum og breyttist með árstíðum. Hann var mestur í Jökulsá á Dal og Fellsá, minnstur í Grímsá en svipaður í öðrum straumvötnum. Nitur er að mestu ættað úr úrkomu vegna hnattrænnar mengunar og það binds úr andrúmslofti af niturbindandi plöntum og örverum. Styrkurinn var mestur í öllum straumvötnunum í skammdeginu en minnstur yfir sumartímann. Styrkur næringarefnisins ammóníums, NH_4 , og nitríts, NO_2 , var lítill og nærri greiningarmörkum í öllum straumvötnunum (2,8 $\mu g/k$ og 0,56 $\mu g/kg$). Styrkur ammóníums var mestur í Jökulsá á Fjöllum og Fjarðará. Heildarstyrkur uppleysts niturs, N_{total} er samanlagður styrkur uppleysts lífræns niturs, DON (dissolved organic N) og uppleyst ólífræns niturs, DIN (dissolved inorganic N). Öfugt við fosfórinn er styrkur uppleysta lífræna N meiri en hins ólífræna. Hlutfall DIN og DON er hæst í jökulánum en lægst í dragánum og Jökulsá við Lagarfoss. Hlutfallið í jökulánum er svipað heimsmeðaltalinu en hlutfallslegur styrkur lífræna N er aðeins meiri í dragánum á Austurlandi en heimsmeðaltalið.

Ólífræni aurburðurinn í Jökulsá í Fljótssdal er kísilríkastur og þá Jökulsá á Fjöllum, Jökulsá á Dal og aurburður Lagarfljóts er kísilsnauðastur þrátt fyrir hlutfallslega mikið súrt berg á vatnasviði þveráa hennar, Jökulsár í Fljótssdal og Grímsár. Rennsli þessara þveráa er um 60% til 70% af rennsli Lagarfljóts. Hámarksstyrkur kísils í gruggi jökulvatnanna er oftast yfir sumartímann sem bendir til þess að kísilþörungar gætu verið mælanlegur hluti aurburðarins. Styrkur K, P og Ba er áberandi meiri í Jökulsá í Fljótssdal og Lagarfljóti en á Fjöllum og á Dal. Og styrkur Zn og Sr er mestur í aurburði Lagarfljóts. Aurburðurinn er mest fínkornóttur í Lagarfljóti og ætti þar af leiðandi að vera mest veðraður. Við veðrun basaltglers sitja efni eins og Ti, Al og Fe eftir, kísill situr eftir að hluta, en efni eins og Na og K skolast tiltölulega auðveldlega út. Það er því undarlegt hve styrkur Si er lítill í aurburði Lagarfljóts. Yfirborðsflatarmál aurburðarins í Jökulsá í Fljótssdal var mest bæði árin, 64 m^2/g og 38 m^2/g , og það var hlutfallslega lítið í Jökulsá á Fjöllum, 13 m^2/g og 11 m^2/g . Yfirborðsflatarmál aurburðar í Lagarfljóti var lítið í ágúst 1999, eða 11 m^2/g og það var minna en í Jökulsá í Fljótssdal bæði árin. Yfirborðsflatarmál aurburðarins í Jökulsá á Dal var mest í desember 1999. Yfirborðsflatarmál gruggsins í Grímsvatnahlaupinu 1996 var 19 m^2/g í fyrri hluta hlaupsins og það var 12 m^2/g þegar það var í hámarki (Matthildur B. Stefánsdóttir 1999). Yfirborðsflatarmál járnhýdroxíða getur verið allt að 200 m^2/g , leirsteinda um 100 m^2/g og yfirborðsflatarmál basaltglers, 40-120 μm í þvermál, er um 1 m^2/g . Hægt er að nota yfirborðsflatarmálið til þess að áætla hámark t.d. PO_4 eða Mn sem er ásogað á yfirborðið. Ef við gerum t.d. ráð fyrir að yfirborðsflatarmálið sé 10 m^2/g , gæti að hámarki 10 mg af PO_4

verið ásogað á hvert gramm gruggs, eða 5 mg af Mn. Þessi ásöguðu efni geta síðan losnað af grugginu þegar það kemur í sjó.

Heimildir

- Likens, G. E., Bormann, F. H., and Johnsson, N.M. (1981). Interaction between major biogeochemical cycles in terrestrial ecosystems, in Likens, G. E., editor, *Some Perspectives of the Major Biogeochemical Cycles-SCOPE 17*: New York, John Wiley, p. 93-112.
- Meybeck, M. (1982). Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers: *American Journal of Science* 282. 401-450.
- Sigurður Reynir Gíslason, Árni Snorrason, Eydís Salome Eiríksdóttir, Sverrir Óskar Elefsen, Ásgeir Gunnarsson, Peter Torsander og Niels Örn Óskarsson (2000). Efnasamsetning, rennsli og aurburður straumvatna á Austurlandi, I. Gagnagrunnur Raunvísindastofnunar og Orkustofnnunar. Raunvísindastofnun, RH-12-2000, 50 bls.
- Sigurður Reynir Gíslason, Árni Snorrason, Eydís Salome Eiríksdóttir, Sverrir Óskar Elefsen, Ásgeir Gunnarsson, Einar Örn Hreinsson, Peter Torsander og Niels Örn Óskarsson (2001). Efnasamsetning, rennsli og aurburður straumvatna á Austurlandi, II. Gagnagrunnur Raunvísindastofnunar og Orkustofnnunar. Raunvísindastofnun, RH-5-2001, 75 bls.
- Stefánsdóttir, M. (1999). The 1996 outburst flood from the Grímsvötn subglacial caldera, Iceland: Composition of the caldera lake water, origin of the suspended flood solids and the flux of readily dissolved nutrients and metals to the sea. MSc thesis, University of Iceland, Iceland, 115 pp.
- Stefánsson, A. and Gíslason S. R. (2001). Chemical weathering of basalts, SW Iceland: effect of rock crystallinity and secondary minerals on chemical fluxes to the ocean. *American Journal of Science* 301, 513-556.
- Common chemical features of the NE-Atlantic mantle and the anomalous Örfajökull source.

Glerinnlyksur í kristöllum úr pikrítdyngjunni Búrfelli í Ölfusi

Sigurður Steinþórsson¹, Ingvar A. Sigurðsson²

¹Raunvísindastofnun Háskólans ²Náttúruvernd ríkisins

Innlyksur í Cr-spínli og ólivíni úr pikrítdyngjunni Búrfelli mynda samfellda syrpu bergbráða sem í styrk MgO spanna bilið 13,6 - 9,9% (af þunga) í spínli en 11,2 - 8,4% í ólivíni. Mesti styrkur MgO í grunnmassa (gléri) í hraunum hér á landi er um 10%, en heildar-efnagreiningar bergsýna úr pikrít-myndunum hafa gefið allt að 30% MgO — það stafar af samsöfnun ólivíns, en bráðin sjálf innihélt 10% eða minna MgO þegar gosið varð. Reikningar benda til þess að Mg-ríkasta bráðin í Búrfells-innlyksunum hafi myndast við um 17 kb þrýsting en hin Mg-snauðasta við 7 kb þrýsting (svarandi til dýptarbilsins 50-20 km). Utangarðsefnið kalín (K₂O) sýnir að vonum meiri breytileika og spannar, óháð aðalefnasamsetningu, bilið 0,007 - 0,048%, nefnilega um 7-faldan mun. Þetta verður tæpast skýrt nema með annað hvort samfelldri hlutbráðnun sama möttulefnis, eða með blöndun tveggja kvika, K-ríkrar og K-snauðrar. Ef um röð hlutbráða væri að ræða ætti að ríkja þannig samband að fyrsta bráð væri MgO-snauðust og K₂O-ríkust, en síðasta bráð MgO-ríkust og K₂O-snauðust. Þessu er ekki til að dreifa, því ekkert samband er milli MgO og K₂O (eða annarra utangarðsefna). Því er ályktunin sú, að um tvenns konar bráðir sé að ræða, aðra auðuga en hina snauða í utangarðsefnum, og ýmsar blöndur þeirra bráða. Þetta er í samræmi við niðurstöðu Gurenko & Chaussidon (1995) sem skilgreindu tvær frumbráðir undir Reykjanesi, EM og DM (enriched og depleted melt). Skv. þeirra skilgreiningum tilheyra allar innlyksurnar úr Búrfelli sneyddu bráðinni (DM með K₂O = 0,01-0,05%), en jafnframt er ein innlyksa í öllu safninu sem tilheyrir „há-Ca kviku“ og fundist hafði áður í Borgarhrauni við Þeistareyki. Þær tvær gerðir innlyksa, sem í spínil-innlyksum í Borgarhrauni finnast, kunna að vera myndaðar annars vegar úr lherzólíti (lág-Ca), en pýroxeníti hins vegar (há-Ca), (Ingvar Sigurðsson et al. 2000). Kenning þeirra Gurenkos og Chaussidon (1995) er sú að þessar bráðir, EM og DM, séu myndaðar við samfellda uppbræðslu sama, einsleita möttulefnis, en í ljósi þess sem að ofan sagði, að enginn kerfisbundinn munur sé á hitastigi hinna ýmsu bráða, getur það tæpast verið rétt. Athyglisvert er að spínil-innlyksurnar mynda há-MgO hluta samsetningarrófsins en ólivín-innlyksurnar lág-MgO hlutann. Í spínil-lherzólíti, sem er stöðugt við P>10 kb þrýsting, er klínópýroxen (Al-Cr-endíopsít) liquidus-steind, og uppbræðsla slíks lherzólíts fer raunar fram við „hvarfabráðnun“ (incongruent melting) þannig að klínópýroxen, orþópýroxen og spínill bráðna en ólivín kristallast — sbr. hvarfabráðnun enstatíts: En = Ol + L — og því kann að vera að MgO-ríku spínil-innlyksurnar séu myndaðar við þær aðstæður. Ólivínið sem þannig kristallaðist hefur þá fallið út á vegg flutningsaðanna og aðeins Cr-spínill borist áfram. Við lægri þrýsting er hvarfapunktur (peritectic) í þessu efnakerfi, þannig að spínill hvarfast við bráðina og myndar plagióklas, en krómið (í tilvikum Cr-spínils) gengur inn í pýroxen. MgO-„snauðu“ innlyksurnar í ólivíni kunna að hafa myndast við þær aðstæður, þ.e. á stöðugleikasviði plagióklas-lherzólíts (P<10 kb), enda tekur styrkur Ca bæði í innlyksum og í ólivín-kristöllum þá að lækka vegna kristöllumar plagióklass. Loks er það athyglisvert, að skv. snefilefnafræðunum virðast ólivín-innlyksurnar hafa myndast úr bráðum sem þróast höfðu úr bráðum spínil-innlyksanna við kristöllum, þ.e. hærri K₂O við sama K₂O/TiO₂-hlutfall. Innlyksurnar í Búrfelli skrá þannig margbrotna sögu flókinna ferla sem á þessum tímamarki er ekki fullráðin enn. Sennilega kallar það á frekari greiningar samsæta og snefilefna að svo geti orðið.

Gurenko AA, M Chaussidon (1995). Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: Origin by continuous melting of a single mantle column. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59: 2905-2917.

Ingvar A Sigurðsson, Sigurður Steinþórsson, Karl Grönvold (2000). Calcium-rich melt inclusions in Cr-spinels from Borgarhraun, northern Iceland. *Earth Planet. Science Letters* 183: 15-26.

Volcanic tremor related to the 2000 Hekla eruption

Heidi Soosalu¹, Páll Einarsson² and Bergþóra S. Þorbjarnardóttir³

¹Norræna Eldfjallastöðin, ²Raunvísindastofnun Háskólans, ³Veðurstofa Íslands

The 2000 Hekla eruption took place from February 26 to March 8. Its seismic expressions were a swarm of numerous small earthquakes related to its onset, and low-frequency volcanic tremor that continued throughout the eruption. The seismicity was very similar to that observed during the 1991 eruption, only smaller in scale.

No long-term precursory seismicity was observed prior to this eruption. The analogue seismograph station (HE) on the flank of Hekla and the digital SIL seismograph network started to observe related small earthquakes only about 80 minutes beforehand. The earthquakes occurred with short intervals (several events in a minute), and increased in magnitude from about 0 to about 2 towards the onset of the eruption when they culminated. The eruption started at 18:19 GMT and simultaneously the low-frequency volcanic tremor entered in the seismograms. The earthquakes with maximum magnitude around 2 continued for the few first hours of the eruption. During the later phases of the eruption there was almost no earthquake seismicity.

Volcanic tremor increased quickly in intensity and was by far most vigorous during the first couple of hours of the eruption. Later on it had a continuous declining trend but it was observable throughout the eruption. Samples of tremor observations of the nearest digital station, HAU, 15 km away, exist for the whole duration of the eruption. But already around March 4-5 the tremor amplitude had at this distance mainly declined to the level of the low-frequency microseisms, and it is difficult to distinguish between them. The last station to observe Hekla tremor for certain, until the morning of March 8, was the station HE. During the last days the tremor was visible on the seismograms of HE as occasional bursts with higher amplitude rising above the detection threshold.

In the beginning of the eruption Hekla tremor has a characteristic frequency band at low frequencies, 0.5-1.5 Hz, with one, or occasionally two, dominant peak(s) at about 0.7-0.9 Hz. According to our preliminary analysis the tremor frequency seems to drift slightly higher during the later days, however, not higher than about 1-2 Hz.

The Hekla tremor attenuates faster with distance than the earthquakes, and was indisputably visible at distant digital seismograph stations only at the beginning of the eruption. This points to a shallow origin of the tremor, shallower than the earthquakes in the first hours of the eruption. The tremor appears to be closely related to degassing, as it starts first when the conduit is open and is most intensive when the eruption has a violent, explosive phase. When the eruption calms down to a peaceful flow of lava the tremor intensity also declines. Occasional tremor bursts may reflect gas bursts.

Arsen, molybden og wolfram í köldu og heitu vatni í Skagafirði

Stefán Arnórsson

Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

Inngangur

Arsen, molybden og wolfram eiga það sameiginlegt að mynda tiltölulega stórar oxy-anjónir í vatnslausn. Fjölmargar athuganir sýna að við viss skilyrði haga þessi efni sér eins og utangarðsefni í yfirborðs- og grunnvatni (Ellis og Mahon, 1964; Johannesson o.fl., 2000; Arnórsson, 2002) þótt þekkt sé að sumar steindir taki þessi efni til sín. Þannig geta þau öll fallið út með járn- og manganhýdroxíðum eða sogast á þessar steindir. Einnig er þekkt að arsen og molybden falla út með súlfíðum (Christensen o.fl., 1983; Simmons o.fl., 2000; Zheng et al., 2000; Mamta og Bache, 2001).

Sú athugum sem hér greinir frá byggir á efnagreiningum á umræddum efnum og mörgum fleirum í yfirborðs- og allt að 90°C grunnvatni í Skagafirði. Sýnin sem alls eru 253 var safnað á árunum 1996-98. Arsen, molybden og wolfram voru öll mæld í ICP-MS tæki við Háskólann í Washington í St. Louis í Bandaríkjunum.

Niðurstöður

Styrkur As, Mo og W í yfirborðsvatni liggur á bilinu <0,03-1,3, <0,01-2,71 og 0,005-0,342 ppb en styrkurinn er þó í flestum tilfellum minni en 0,4 ppb As, 0,5 ppb Mo og 0,1 ppb W. Styrkurinn er hærri í grunnvatni og vex hita með (mynd 1). Sterk vensl milli allra umræddra efna innbyrðis eins og sýnt er fyrir Mo og W á mynd 2. Einnig eru sterk vensl við utangarðsefnið bór eins og sýnt er fyrir As á mynd 3. Hins vegar á það við um öll efnin að hlutfall þeirra við B í vatni er talsvert lægra en í bergi. Þetta er talið stafa af því að verulegur hluti As, Mo og W í basalti er bundinn í títanó-magnetíti. Þessi frumsteind er stöðug bæði í yfirborðs- og grunnvatni. Hún hefur því ekki tilhneigingu til að leysast upp og bætir því ekki á innihald umræddra efna í vatninu. Fylgni við B er talin orsakast af tvennu. Annars vegar að öll efnin (B, As, Mo og W) mynda að hluta leysanleg sölt á yfirborði korna og hins vegar að þau haga sér sem utangarðsefni í umræddu basalt-umhverfi í Skagafirði. Hin leysanlegu sölt myndast við þurrpéttingu (sublimation) gosgufa sem ekki ná að sleppa út í andrúmsloftið þegar hraunkvika storknar. pH-gildi vatnsins virðist of hátt til að valda ásogi málma á járn-hýdroxíð og styrkur súlfíðs í vatninu of lágur til að valda umtalsverðri útfellingu As og Mo með súlfíðum.

Styrkur As, Mo og W í vatni í Skagafirði ræðst af styrk þessara efna í berginu og hversu mikið berg tiltekið magn af vatni hefur leyst upp. Magn uppleysingar bergs ræðst af aldri vatnsins og hita þess en hækkandi hiti eykur uppleysingarhraða.

Fyrir tiltekið hitastig vex styrkur As, Mo og W í jarðhitavatni frá austri og vestur yfir miðbik Skagafjarðar en einnig frá suðri til norðurs vestan megin í Skagafirði. Þessarar breytingar eru taldar stafa af aukningu á aldri vatnsins frá austri og vestur yfir Skagafjörð enda vex styrkur umræddra málma þegar tvívetnisgildi ($\delta^2\text{H}$) vatnsins fellur. Lækkandi tvívetnisgildi er talið stafa af auknum hlut ísaldarvatns í jarðhitavatninu (Sveinbjörnsdóttir, o.fl., 2001).

Stundum er styrkur As, Mo og W í jarðhitavatni í Skagafirði mun hærri en hiti í uppsprettum og efnahitamælar gefa tilefni til. Þetta getur stafað af óvenjulega háum aldri vatnsins eða af því að samfara kælingu í uppspreymisrásum undir uppsprettum hafa efnahitamælarnir svarað kælingunni, a.m.k. að hluta, en það gera utangarðsefnin As, Mo og W ekki.

Tilvitnanir

- Arnórsson, S. og Óskarsson, N. (2002) Molybdenum and tungsten in volcanic rocks, surface- and <100°C ground waters in Iceland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, sent til birtingar.
- Arnórsson, S. (2002) Arsenic in surface and up to 90°C ground waters in basalt area, N-Iceland: Processes controlling its mobility. *Appl. Geochem.*, sent til birtingar.
- Christensen, O.D., Capuano, R.M. og Moore, J.N. (1983) Trace element distribution in an active hydrothermal system, Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah. *J. Volc. Geothermal Res.*, **16**, 99-129.
- Ellis, A.J. og Mahon, W.A.J. (1964) Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1323-1357.
- Johannesson, K.H., Lyons, W.B., Graham, E.Y. og Welch, K.A. (2000) Oxyanion concentrations in eastern Sierra Nevada rivers – 3. Boron, molybdenum, vanadium, and tungsten. *Aquatic Geochemistry*, **6**, 19-46.
- Mamtaz, R. og Bache, D.H. (2001) Reduction of arsenic in groundwater by coprecipitation with iron. *J. Water Supply Res. and Technology-Aqua*, **50**, 313-324.
- Simmons, S.F. og Browne, P.R.L. (2000) Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Econ. Geol. and the Bull. Soc. Econ. Geologists*, **95**, 971-999.
- Sveinbjörnsdóttir, Á.E., Arnórsson, S. og Heinemeier, J. (2001) Isotopic and chemical characteristics of old “ice age” groundwater, North Iceland. *Water-Rock Interaction* (ed. R. Cidu), Abingdon, Balkema, 205-208.
- Zheng, Y., Anderson, R.G., van Geen, A. og Kuwabara, J. (2000) Authigenic molybdenum formation in marine sediments: A link to pore water sulfide in the Santa Barbara Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 4165-4178.

Crustal deformation in Eyjafjallajökull and Mýrdalsjökull from July 2000 to April 2002

Erik Sturkell¹, Halldór Geirsson¹, Páll Einarsson², and Freysteinn Sigmundsson³

¹Icelandic Meteorological Office, Reykjavík ²Science Institute, University of Iceland, Reykjavík, ³Nordic Volcanological Institute, Reykjavík

The Katla and Eyjafjallajökull volcanoes are situated 25 km apart at the southern tip of the Eastern Volcanic Zone in Iceland. Katla volcano has erupted at least 20 times in contrast to Eyjafjallajökull's two eruptions in historic times. Following a quiet period of several decades the seismicity beneath Eyjafjallajökull was high in 1994 and again in 1999. The activity in Eyjafjallajökull culminated in July 1999 together with a flash flood from the Mýrdalsjökull glacier covering Katla, this was associated with changes in seismicity, bursts of volcanic tremor, and the formation of melt cauldrons in Mýrdalsjökull, around the rim of the Katla caldera. Two intrusion events were observed (1994 and 1999) under the southern slopes of Eyjafjallajökull, with a centre of uplift ~4 km southeast of the summit crater edge. After the intrusion event in 1999 the activity in Eyjafjallajökull has been low.

To monitor crustal deformation around Eyjafjallajökull and Mýrdalsjökull three permanently recording GPS stations (ISGPS) were installed in 1999 and 2000. These stations are located at Þorvaldseyri (THEY), Sólheimheiði (SOHO) and Láguhvolar (HVOL). The Icelandic Meteorological Office operates the GPS-stations, giving a daily update of the displacements, posted at the Icelandic Meteorological Office home page www.vedur.is

The continuous GPS network is complemented by GPS network surveys. Limited parts of the GPS network consisting of five stations are scheduled to be measured on a yearly basis. The complete GPS network comprises 28 points in the area, complemented with five tilt-stations. The GPS network surveys and the tilt measurements are done in co-operation between the Nordic Volcanological Institute, Science Institute, University of Iceland and Icelandic Meteorological Office.

The GPS network was measured in July 2000 and again in the beginning of June 2001. The horizontal displacements are small, but suggest an outward horizontal displacement from the Katla caldera. The displacements are predominantly less than half a centimetre. Around Eyjafjallajökull only small displacements are observed. The most sensitive tilt-station is the Fimmvörðuháls station, which gave a strong signal of the two intrusions events (1994 and 1999) in Eyjafjallajökull. Measurements over the period Sep 2000 to Oct 2001 show insignificant movements.

Following the June 2000 earthquakes in South Iceland Seismic Zone, both the permanently recording GPS stations SOHO and HVOL, located south of Mýrdalsjökull, are moving southwards at a higher velocity than observed at the nearby stations in Vestmannaeyjar and Þorvaldseyri (THEY). Vertical displacements at SOHO and HVOL are consistent with other nearby permanently recording GPS stations. During the period July to September 2001, southward movement at SOHO and HVOL was further enhanced. During this period of southward displacement earthquake activity was relatively low in Mýrdalsjökull. The horizontal displacements at SOHO and HVOL suggest a slow increase in magma pressure at shallow level beneath the Katla volcano.

Common chemical features of the NE-Atlantic mantle and the anomalous Öräfajökull source.

R.G. Trønnes, H. Karlsson, K. Grönvold

Nordic Volcanological Institute, University of Iceland

Basaltic rocks from Iceland and the nearby ridge segments (Reykjanes, Kolbeinsey and Mohns ridges) share certain isotope and trace element geochemical features that, in combination, are unusual in a global perspective. Low-degree, alkaline melts from Jan Mayen, Vesteris seamount, the Vestbróna area and the Icelandic off-rift zones show the same features, including high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for a given $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ below the Northern Hemisphere Reference Line and positive Nb- and negative Pb-anomalies in spider-diagrams normalized to primitive mantle abundances. The low-degree melts have also elevated La/Sm and Sm/Lu ratios, indicating extraction from enriched sources largely within the garnet stability field. The top of the melting columns producing the enriched magmas are probably truncated at a deep level by a mechanical boundary layer, preventing dilution of the early melt fractions from enriched source components with olivine tholeiitic melts resulting from extended melting of progressively more depleted peridotites.

The low $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios, which characterize the great majority of Tertiary to recent volcanic rocks erupted in Iceland and within a radius of about 1000 km from Iceland, may be due to an old mantle domain with a time-integrated low μ -value, enriched by a young (Paleozoic) high- μ component. The high concentrations of Nb and Ta and the low concentrations of Pb in these volcanics are consistent with such an enrichment. Positive Sr-anomalies in many of the basaltic melts indicate that the source may include recycled cumulate gabbros and anorthosites from the oceanic crust. The light oxygen anomaly of even the most primitive Icelandic basalts is consistent with recycled oceanic crust with seafloor hydrothermal alteration. A recycled oceanic crust component of Paleozoic age entrained in the early Tertiary Iceland plume may have been distributed laterally in the upper mantle by the ancestral plume head. The tholeiitic basalts in different parts of the Icelandic rift zones and the NE Atlantic ridge segments have sampled variable proportions of the different plume components.

The Öräfajökull volcanic system at the southern end of the eastern flank zone has anomalous Sr-, Pb- and O-isotopic composition. The entire compositional range from basalts to rhyolites has higher ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ than other comparable Icelandic rocks. This may be related to an EM2-component (recycled pelagic sediments) entrained in the plume. The lack of correlation between isotopic ratios and major element composition, imply that the silicic rocks were derived from basaltic parental magmas by fractional crystallization or by remelting of basaltic intrusions in the lower crust. The discovery of Precambrian zircon in one of the most xenocrystic basalt unit is still very uncertain and needs further confirmation. There are also alternative interpretations to the origin of possible zircon xenocrysts in Öräfajökull basalts.

Útfellingar frá holu RN-09 Reykjanesi

Vigdís Harðardóttir, Rannsóknasviði Orkustofnunar

Safnað var, sumarið 2000, um 30 útfellingasýnum á um 150 m kafla úr leiðslum frá holu RN-09 Reykjanesi. Rannsóknir sýna að flokka megi útfellingarnar niður eftir því hvar þær eru teknar. Flokkarnir eru þannig; (1) sýni frá holutopp, (2) sýni fyrir blendu (3a) sýni strax eftir blendu og fáeinir metrar þaðan frá (u.þ.b. 8 m), (3b) sýni eftir blendu, lengra frá og (4) sýni við skiljustöð.

(1) Útfellingar í holutoppi eru allt að 5 mm að þykkt og í öðru lagi mylsna sem var á 2" röri niður úr holutoppi var mylsna sem hrundi af þegar rörið kólnaði. Útfellingarnar voru tvenns konar, annars vegar eru svartar duftkenndar útfellingar, mjög fínkristallaðar, og í hins vegar gyllt súlfíð. Í XRD greiningum reyndist þetta vera aðallega sink- og koparsúlfíð, en auk þess kísil- járn- og magnesíumoxíð. Kísillinn mælist um 27 %, járn um 21 % og magnesíum um 7 %. Af súlfíðunum reiknast mest af sinksúlfíði 21 %, og koparsúlfíð um 9 %, en blýsúlfíð um 1%.

(2) Að blendu mynda útfellingarnar örþunn lög mest nokkra sm á þykkt. Eru þetta nær eingöngu súlfíð, sinkblendi og eirkís, þau sömu og er að finna í holutopp. Finnanlegt er að útfellingar innihalda þung efni. Einnig vottar fyrir pyrrhótíti og leir. Ekki var gerð heildarefnagreining á sýnum frá þessum stað en trúlega er samsetning útfellinganna þarna sú sama og þeirrar sem fannst föst í holutoppi en þar er kísillinn 5 %, járn um 30 % og magnesíum um 1 %. Hér mælast súlfíðin rúm 60 %; sinksúlfíð 31 %, koparsúlfíð um 30 % og blýsúlfíð um 4 %.

(3a) Útfellingarnar eru mestar eftir blendu þar sem þrýstingurinn fellur snögg, en minnka er fjær dregur blendu. Á um 8 m kafla frá blendu voru rörin stútfull af svörtum mishörðum útfellingum, en miðja útfellinganna er morkin og laus í sér. Útfellingarnar eru svartar, mjög harðar og lagskiptar næst röri. Enn er greinilegt að útfellingarnar innihalda þung efni. Eftir blendu eru þetta að mestu leyti ókristallaður kísill og járn auk súlfíðanna. Lagskiptingin helst a.m.k. 150 metra frá blendu. Steindasamsetningin er oft flókin, en aðalega eru þetta súlfíð, sem eru vel kristölluð. Sinkblendi, blýglans og eirkís/koparkís eru algengastar ásamt ókristölluðu mjög kísilríku járnnoxíði. Kísillinn mælist um 50 %, járníð um 6 % og magnesíum um 0,3 %. Sinksúlfíð er um 20 %, koparsúlfíð 10 % og blýsúlfíð er hér mest um 4 %.

(3b) Er fjær dregur blendu minnkar magn útfellinganna allverulega, þannig að einungis eru útfellingar neðst í rörunum, og í um 100 m fjarlægð frá blendu er allt að 15 sm þykkar lagskiptar útfellingar. Útfellingarnar eru aðeins nokkrir sm að þykkt um 150 m frá blendu og litur þeirra orðinn ljósbrúnn. Fyrst eru útfellingarnar mjög harðar og lagskipting greinanleg, ýmist svört, grá og mött lög fyrst til að byrja með, en í um 100 m fjarlægð verða sýnin ljósari, lagskipt, frauðkennd og mun léttari en áður. Fjölbreytni steinda eykst, en kristöllun minnkar. Enn greinast sömu súlfíðútfellingar, en í mun minna magni en áður, og súlfíðin hætta að mestu að falla út í um 150 m fjarlægð frá blendu. Auk þess greinist ópall (ókristallaður kísill), sulfat- og klóríð-steindir og sölt. Um 30 metrum frá blendu er kísillinn 66 % og eykst upp í 93 % neðst í stóru útfellingunni sem fannst í a.m.k. 70 m fjarlægð frá blendu, járn mælist um 5 % og fellur í 1,5 % neðst í stóru útfellingunni og magnesíum er um 0,5 %. Á þessu lengdarbili lækkar sinksúlfíð úr 11 % í rúm 1 %, koparsúlfíð úr tæpum 5 % í sama sem ekki neitt og blýsúlfíð frá 2 % í sama sem ekki neitt.

(4) Við skiljustöð er lagskipting greinileg, útfellingarnar léttar, ljósar og frauðkenndar. XRD greiningar benda til lítillar kristöllunar en helst greinist sinkblendi og sölt. Kísill er um 83 %, járn um 6 % og magnesíum um 0,6 %. Súlfíðin hér eru um 1 %.

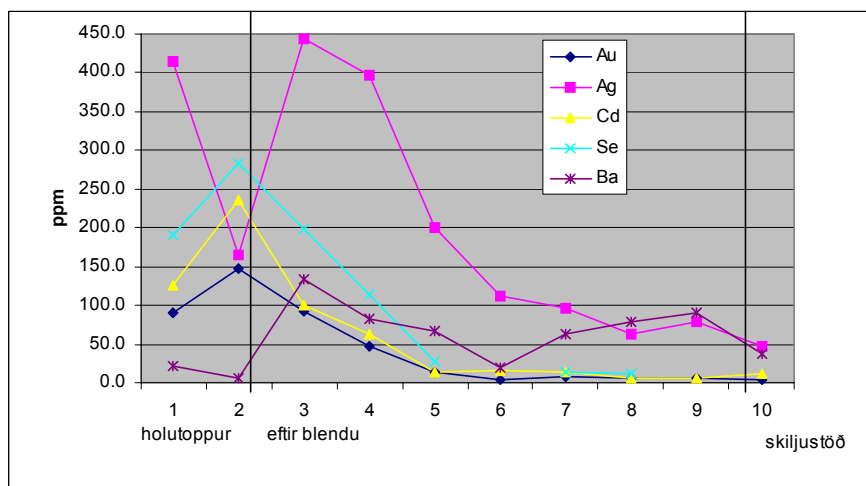
Gull mælist mest í holutoppi af þeim stöðum sem sýni voru greind. Styrkur þess er þar á bilinu 90-150 ppm og einnig var hann um 90 ppm eftir blendu, en minnkar eftir það. Silfur mælist 400 ppm í holutoppi; og strax eftir blendu, en lækkar niður í 200 ppm eftir 30 til 40 m. Mest er af málmunum sinki, allt upp í 20%, en fellur niður í 12% strax eftir blendu. Þá kemur kopar, einnig með 20 % en fellur niður í 6% eftir blendu. Mest mælist af blýi, um 3% strax eftir blendu. Aðrir málmar mælast í minna mæli, en í þó nokkru magni miðað við útfellingar annars staðar hér á landi.

Ekki voru til sýni af útfellingum úr sjálfri borholu 9, þannig að hægt væri að skilgreina útfellingar í holunni. Útreikningar sýndu aftur á móti að súlfíð falla út í holunni og að anýdrít fellur sennilega út við suðu er hefst í 1000 til 700 m dýpi. Steindirnar falla trúlega út frá því að suða hefst og alla leið að skiljustöð.

Stjórna má hvar steindirnar falla út með því að breyta holutoppsprýstingnum og mynda þannig jafnt lag af útfellingum í holunni en ekki útfellingar-þykkildi, og lengja þannig líftíma holunnar.

Búið er að skilgreina útfellingarnar vel fyrir blendu og næstu 150 m frá blendu. Hugsanlega má forðast þær en í versta falli er hægt að taka rörin fyrstu 10 m eftir blendu og setja ný á nokkra ára fresti. Aftur á móti er ekki búið að rannsaka lagskiptingarnar í þessum útfellingum og væri það mjög æskilegt, því hugsanlegt er að lagskiptingin sé vegna suðupúlsa eða öllu líklegra vegna breytinga í vinnslu.

Útfellingarnar við skiljustöð eru enn ekki nægjanlega rannsakaðar með tilliti til niðurdælingar á þessum vökva og til eru fleiri sýni m.a. frá lokahúsi sem rannsaka má nánar.



Mynd 1. Dreifing Au, Ag, Cd, Se og Ba úr holu 9 Reykjanesi frá holutoppi að skiljustöð.

The effect of fluoride on the dissolution rates of volcanic glass

Domenik Wolff-Boenisch & Sigurdur Reynir Gíslason

Science Institute, University of Iceland, Dunhagi 3, IS-107 Reykjavik, Iceland

Volcanic glass is generated in the course of volcanic activity in volcanic terrains and on mid-ocean ridge systems. The quenching of magma along oceanic ridges produce roughly a billion cubic meters (1 km^3) of glass each year (Morgan and Spera, 2001). Therefore the weathering and dissolution of basaltic glass plays a pivotal role in the global cycling of a significant number of elements and of CO_2 (Staudigel et al. 1989, Brady & Gíslason, 1997). Large explosive eruptions on the other hand commonly generate volcanic glass (ash, tephra) of andesitic to rhyolitic composition and there is limited data available on the short and long term dissolution rates of volcanic glasses of that chemical composition. However, in the history of the earth this kind of explosive volcanic eruption may have considerably affected the composition of the surface layer of the ocean and surface waters of the terrestrial environment (Frognier et al. 2001; Oelkers & Gíslason 2001).

Towards the quantification of the role of volcanic glass in surficial processes, tephra of variable chemical composition was sampled in Iceland and dissolution experiments executed. The composition of the glasses ranges from 47 wt.% to 73 wt.% silica of both tholeiitic and transitional compositions. The age of the glasses spans from one to 3200 y, two thirds of them dating from historic eruptions. Dissolution rates were determined as a function of the chemical composition of the glasses at 25°C , varying the aqueous solution composition with respect to pH and the aqueous fluoride concentration.

Oelkers and Gíslason (2001) and Gíslason and Oelkers (2002) propose the following equation to assess the dissolution rate of basaltic glass:

Hér á jafnan að koma, sem vill ekki koma með paste.

where $r_{+, \text{geo}}$ signifies the geometric surface area normalised far from equilibrium steady state basaltic glass dissolution rate, A_A refers to a constant, E_A designates an apparent activation energy where the ratio $a_{\text{H}^+}^3/a_{\text{Al}^{3+}}$ equals 1, R stands for the gas constant, T signifies temperature in Kelvin, and a_i represents the activity of the subscripted aqueous species. The underlying assumption of this equation is that three protons exchange for one Al at the glass surface creating a so-called precursor complex. The precursor complex precedes the so-called activated complex, which according to transition state theory is an ephemeral, theoretical complex at the energy maximum that must be overcome in the hydrolysis of the solid. The activities of both, precursor and activated complex are proportional to each other and to the overall dissolution rate. From the equation above it is clear that any complexation of aqueous Al will decrease the aqueous Al activity and therefore increase the dissolution rate. Oelkers and Gíslason (2001) found that the accelerating effect that aqueous oxalate exerted on the dissolution rate of basaltic glass originated from its effect on the aqueous Al activity. Therefore, it is likely that the influence of other aqueous Al complexing anions, such as other organic salts or fluoride on volcanic glass dissolution rates, should also be significant.

We have measured the fluoride effect on the dissolution rate of an alkalibasalt (from the Surtsey eruption 1963/1964) and of a rhyolite (from the plinian eruption of Öraefajökull 1362) at 25°C and pH 4. The experiments show that increasing the fluoride content of the aqueous solution results in an increase in the dissolution rate of the sample. At an aqueous fluoride concentration of 0.1 mM (1.9 ppm), the dissolution rate is an order of magnitude

higher than without adding fluoride. This observation has numerous consequences concerning the mobility of elements in volcanic terrains during water-rock interaction (Wolff-Boenisch and Gíslason 2002). The concentration of fluoride in Icelandic rivers, from west to east, across the mid-Atlantic ridge range from 0.02 to 0.7 ppm, yielding highest concentration in the middle of the rift zone. The concentration in ground waters and geothermal waters in Iceland span from 0.02 to 20 ppm, and the concentration variation in melted snow in contact with pristine volcanic ash is from less than one ppm to more than 200 ppm. This fluoride concentration variation should result in enormous dissolution rate variation. Because of the high aqueous fluoride concentration and relative low pH, dissolution of volcanic glass is expected to be at maximum within the rift zones of ocean ridges.

References

- Brady, P. V. and Gíslason, S. R. (1997): Seafloor weathering controls on atmospheric CO₂ and global climate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 965-973.
- Frognier, P., Gíslason, S. R. and Oskarsson, N. (2001): Fertilizing potential of volcanic ash in ocean surface water. *Geology* 29, 487-490.
- Gíslason S. R. and Oelkers, H.E. (2002): The mechanism, rates and consequences of basaltic glass dissolution: II. An experimental study of the dissolution rates of basaltic glass as a function of pH at temperatures from 6°C to 150 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (submitted).
- Morgan, N. A. and Spera, F. J. (2001): Glass transition, structural relaxation, and theories of viscosity: A molecular dynamics study of amorphous CaAl₂Si₂O₈. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 4019-4041.
- Oelkers, H. E. and Gíslason, S. R. (2001): The mechanism, rates and consequences of basaltic glass dissolution: I. An experimental study of the dissolution rates of basaltic glass as a function of aqueous Al, Si, and oxalic acid concentration at 25°C and pH 3 and 11. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 3671-3681.
- Staudigel, H., Hart, S. R., Schmincke, H. and Smith, B. M. (1989): Cretaceous ocean crust at DSDP site-417 and site-418: Carbon uptake from weathering versus loss by magmatic outgassing. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 3091-3094.
- Wolff-Boenisch, D. and Gíslason, S. R. (2002): Dissolution rate of volcanic glass as a function of glass composition. Abstract Volume, The 25th Nordic Geological Winter Meeting, January 6th – 9th, 2002, Reykjavík, Iceland. p. 232.

A spectacular chain of shatter rings on the Hallmundarhraun lava field, west-central Iceland

C Wood, P Cheetham, R J Watts, SS Jónsson

¹The School of Conservation Sciences, Bournemouth University, Fern Barrow, Poole, Dorset, BH12 5BB, UK.

²Hellarannsóknafélag Íslands, P.O. box 342, 121 Reykjavík.

Winding down the lower mid-section of the 50 km long, tenth-century, Hallmundarhraun lava field, is a necklace of c.20 crater-like features. These craters had been previously recorded by Saemundsson, and were later described by Atkins as pseudocraters, formed over the course of a former river. However, recent investigation of the most accessible craters has revealed that they are in fact gigantic rings of broken crustal blocks. The rings range from 40–400m across, and have rims rising 5–15m above the surface of the flow field. None contain any evidence of explosive activity. Some have a central depression up to 30m deep, while others have been filled with lava. All of the rings are surrounded by an apron of smooth pahoehoe, and there is evidence that fluid lava had extruded from beneath the rims of some, each of which therefore sits on top of a low shield.

The sinuous line of the rings suggests that they may have formed over the route of a master lava tube, the latter possibly connecting downflow with the Surtshellir/Stefánshellir tube system. In an attempt to confirm this, a magnetic survey around three of the rings revealed that they were underlain by a linear cavity. A later investigation of the large volume, 1.6 km long, lava tube cave Víðgelmir, in the lower part of the Hallmundarhraun, revealed that it too was overlain by similar ring structures, confirming the link between the rings and lava tubes.

These features have a striking resemblance to rings observed forming on the recent Kupaianaha and episode 53 lava flows, Kilauea volcano. These examples similarly appear to have an origin linked to lava tubes and have been given the name 'shatter ring' (as distinct from 'collapsed tumuli'). The Hallmundarhraun rings are special because of their large size and grouping. They will be the subject of future dedicated study.

Ískjarni frá hábungu Hofsjökuls

Þorsteinn Þorsteinsson^{1,2} (*ththor@raunvis.hi.is*), Oddur Sigurðsson², Tómas Jóhannesson³ og Guðrún Larsen¹

¹Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík, ²Vatnamælingum Orkustofnunar, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík, ³Veðurstofu Íslands, Bústaðavegi 9, 150 Reykjavík

Í fyrri hluta ágústmánaðar 2001 var boraður 100 m langur ískjarni á hábungu Hofsjökuls, í 1790 m hæð yfir sjávarmáli. Aðaltilgangur verkefnisins var að kanna til hlítar hvort greina mætti árlög í ískjörnum, sem boraðir eru á þíðjöklum landsins og afla gagna um afkomu jökulsins á borstaðnum nokkra áratugi aftur í tímann.

Borunin

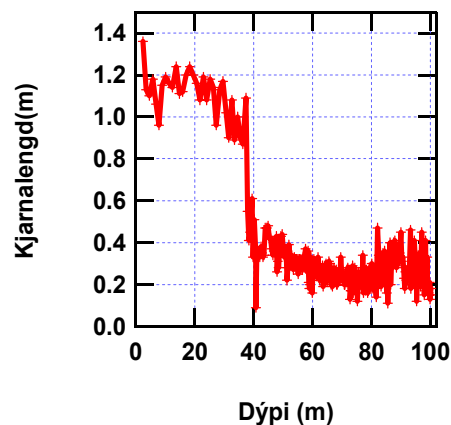
Kjarnaborinn var fenginn að láni frá Alfred Wegener stofnuninni í Bremerhaven. Bor þessi er smíðaður til notkunar á gaddjöklum en hefur áður verið reyndur við íslenskar aðstæður [1].

Eins og sýnt er á 1. mynd sóttist borun mjög vel í byrjun og meðallengd ískjarna var rúmlega 1 m niður á 35 m dýpi. Þá var komið í vatnsborð í jöklinum og boruðust mun styttri kjarnar neðan þess. Flutningur borspóna úr snigli inn í þar til gert hólf gekk ekki sem skyldi í vatninu og pökkun spóna utan um krónu og efst á snigli olli því að snúningur stöðvaðist er 20-40 cm höfðu borast [2]. Áfrýsting á borhnífum virtist ekki vera jafn mikið vandamál og við Bárðarbunguborunina 1972 [3]. Alls tók borunin 9 daga og samtímis henni var vitjað um afkomu-mælistikur á jöklinum, safnað gjósku-sýnum á jökulsporðum og yfirborð jökulsins yfir öskjunni miklu mælt nákvæmlega með GPS tæki. Borstaður-inn var yfir austurbarmi öskjunnar og er jökulþykktin þar um 300 m [4].

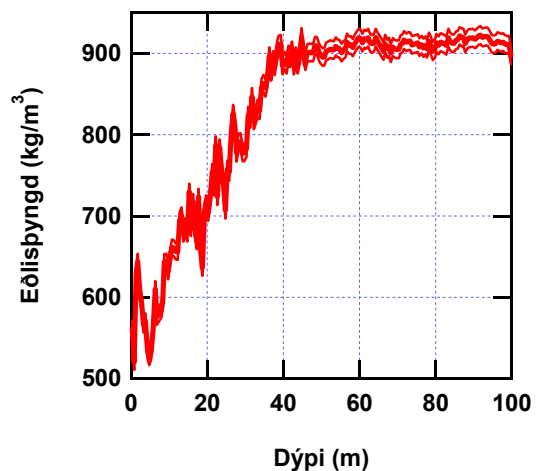
Rannsókn ískjarnans

Eftirfarandi mælingar og athuganir voru gerðar á ískjarnanum við Alfred Wegener stofnunina í október 2001 og febrúar 2002:

Eðlisþyngd. Út frá mælingum á deyfingu gammageisla, sem skotið er í gegnum kjarnann má reikna eðlisþyngd snævar, hjarns og íss í kjarnanum og eru niðurstöður sýndar á 2. mynd. Eðlisþyngd eykst jafnt og þétt í efstu 40 m jökulsins en lítið til viðbótar þar fyrir neðan. Jökulís er til orðinn er holrými í hjarninu hafa lokast af og myndað loftbólur. Þessi ummyndun er um garð gengin á 35 m dýpi ($\rho=830 \text{ kg/m}^3$). Hámarkseðlisþyngdin 910 kg/m^3 í neðri hluta kjarnans samsvarar um 1% rúmmáli bólna í ísnum.



1. mynd – Kjarnalengd í hverri fær.



2. mynd. - Eðlisþyngd með óvissumörkum.

Rafleiðni.

Mæld var rafleiðni með DEP-tækjabúnaði (dielectric profiling) [5]. Rafleiðnin er háð jónastyrk og er mest (10-20 $\mu\text{S/m}$) í efstu 5 metrunum, þ.e. í snjónum sem féll á jökulinn veturinn 2000-2001. Þar fyrir neðan gætir áhrifa útskolunar með bræðslu- og regnvatni og bakgrunnsgildi í mestum hluta kjarnans er um 6 $\mu\text{S/m}$. Stöku toppar (8-14 $\mu\text{S/m}$) sjást yfir bakgrunninum en orsök þeirra er ekki ljós. Þeir virðast ekki tengjast eldgosum, sem orðið hafa hérlandis á undanförunum áratugum og ekki virðast sveiflur í rafleiðni heldur sýna árstíðasveiflur í jónastyrk snjókomu.

Lagskipting. Eðlisþyngdarferillinn og aldursgreining kjarnans (sjá að neðan) sýna að umbreyting snævar í jökulís tekur innan við 10 ár í 1800 m hæð á Hofsjökli og er að fullu um garð gengin á um 40 m dýpi. Á þessu dýptarbili breytist ásýnd kjarnans smám saman úr snjó í hálfgegnsætt hjarn og síðan í bólóttan, gegnsæjan ís. Talsvert ber á bólulausum íslögum í kjarnanum, sem sennilega eru mynduð við frystingu bræðsluvatns í efstu snjólögum að sumarlagi.

Kristalgerð. Breytingar á stærð ískristalla hafa verið kannaðar með því að skoða 1 cm þykkar plötur samfelld á bilinu 40-100 m. Meðalþvermál ískristalla eykst niðurávið, úr um 3 mm á 40 m dýpi í > 2 cm á 100 m dýpi. Skyndilegra sveiflna í kristalstærð verður vart á stöku stað í kjarnanum. Hár styrkur óhreininda í jökulís hægir verulega á vexti ískristalla [6] og orsakast sveiflur þessar því líklega af breytilegu rykmagni.

Súrefnissamsætur. Hlutföll súrefnissamsæta ($\delta^{18}\text{O}$) hafa verið mæld samfelld á 20 cm sýnum úr ískjarnanum öllum. $\delta^{18}\text{O}$ -gildin sveiflast nokkuð óreglulega milli -9 og -17 prómill í efstu tveim vetrarlögnum en sveiflur deyfast þar fyrir neðan. Niðurstöður verða túlkaðar í samhengi við árlagagreiningu úr rykmælingum.

Rykgreining og gjóskulög. Hálendi Íslands er snjólaust frá miðju sumri fram á haust og á þeim tíma getur ryk borist með vindi upp á jökla miðhálendisins. Myndar ryk þetta oft brúnleita sliktu á yfirborði jöklanna síðla sumars. Rykinnihald ískjarnans hefur verið mælt samfelld með 20 cm upplausn með tæki af gerðinni *Monilog L* og sýna niðurstöður greinilega sumartoppa í rykmagni (5-20 ppm) yfir lægri bakgrunni (1-2 ppm).

Við árlagatalningu hefur verið höfð hliðsjón af tveim nýlegum gjóskulögum úr Heklu og er niðurstaða í stuttu máli þessi:

Samkvæmt þessum niðurstöðum nær ískjarninn 33 ár aftur í tímann og má beita einföldu fræðilegu líkani er lýsir þynningu árlaga með dýpi til að reikna upphaflega þykkt þeirra við yfirborð. Þar með fæst afkomusaga borstaðarins aftur til ársins 1968 og hefur ískjarninn því gert kleift að framlengja afkomu-gagnasafn byggt á árlegum mælingum á borstaðnum um 20 ár.

- 9 sumarlög greinast frá yfirborði niður að Heklugjósku frá 17. janúar 1991, sem fannst á 40.8 m dýpi. Að réttu ættu að vera 10 sumarlög á þessu dýptarbili, en samanburður við niðurstöður afkomu-mælinga á borstaðnum frá 1988 gerir kleift að ákvarða legu sumarlagsins sem vantar (1994) með góðri nákvæmni.

- 9 sumarlög greinast milli gjósku-laganna frá 1991 (40.8 m) og frá 17.8. 1980 (69.8 m). Á þessu dýptarbili vantar því einnig eitt sumarlög af 10, að öllum líkindum lagið frá 1983.

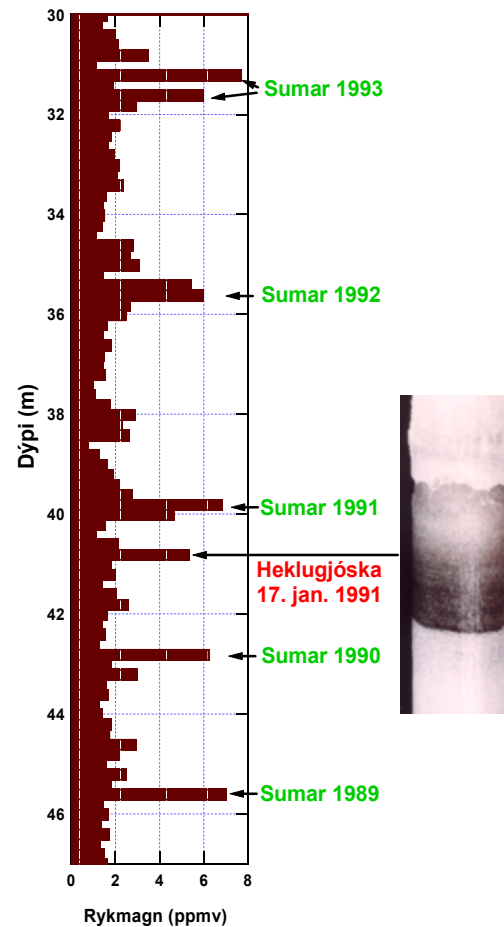
- 12 sumarlög greinast á bilinu 69.8-100.2 m.

Niðurstöður

Rykgreining ískjarna, sem boraðir eru á jöklum landsins virðist gefa möguleika á nákvæmri aldursgreiningu kjarnanna. Þar með opnast leið til að rekja afkomusögu á borstöðum marga áratugi og jafnvel 1-2 aldir aftur í tímann. Þekkt gjóskulög eru til mikils stuðnings við aldursákvörðun. Könnun lagskiptingar og kristalgerðar eykur þekkingu á innri gerð þíð-jökl.

Tilvitnanir

[1] ÞÞ – RH skýrsla RH-28-97. 64 bls. [2] Th. Thorsteinsson o.fl. Til birtingar í Jökli, 2002. [3] Bragi Árnason o.fl. (1974). *J. Glaciol.* **13**, 133-139. [4] Helgi Björnsson (1991). *Náttúrufræðingurinn*, **60** (3), 113-126. [5] F. Wilhelms (2000). *Ber. Polarforsch.*, **367**. [6] Th. Thorsteinsson o. fl. (1995). *E. Planet Sci. Lett.*, **131**, 381-394.



3. mynd. – Rykgögn frá 30-47 m dýpi í kjarnanum. 5 sumartoppar sjáanlegir, auk Heklugjósunnar

PM Techmodel – Tölfræðilegur spáhugbúnaður fyrir prófanir í steinefnaiðnaði

Þorgeir S. Helgason og Ragnheiður B. Björnsdóttir

Bergspá ehf. -- Petromodel



Fyrirtæki í steinefnaiðnaði, svo sem malarvinnslur, malbikunarstöðvar og steypustöðvar, þurfa að hafa á reiðum höndum upplýsingar um tæknilega eiginleika steinefna sem þau selja eða nota; eiginleika eins og styrk, alkalivirkni, slitþol og frostþol. Jafnframt vilja fyrirtækin þekkja áhrif steinefna á notkunareiginleika byggingarefna sem þau framleiða, til dæmis þrýstistyrk steinsteypu og slitþol malbiks. Svipaða sögu er að segja af hönnuðum og öðrum sem þarfnast skjótra niðurstaðna um hina ýmsu eiginleika steinefna og afleiddra byggingarefna.

Nú á dögum þurfa fyrirtæki að prófa steinefni með tilliti til þessara eiginleika með fjölmörgum aðferðum, jafnvel þótt þau þurfi aðeins lauslegar upplýsingar um efnin. Ef ekki gefst kostur á mælingum notast þau gjarnan við fyrri reynslu eða einföld líkön til að áætla eiginleika steinefnanna.

Fyrirtækið *Bergspá ehf.* – *Petromodel* vinnur að þróun á hugbúnaði og mælitækjum fyrir fyrirtæki í steinefnaiðnaðinum og skyldri starfsemi í Evrópu, auk ráðgjafarstarfa. Fyrirtækið er í samstarfi við ýmsar stofnanir og fyrirtæki, innanlands og erlendis. Sem stendur er unnið að þróun þriggja tæknilausna hjá félaginu. Þær eru *PM Techmodel*, *PM Steinefnaskrá* og *PM Petroscope*.

Við þessa þróun er efnisfræðilegri þekkingu og tölfræði beitt, m.a. til að ákvarða sambandið milli tækni- og notkunareiginleika steinefna annars vegar og grunneiginleika þeirra hins vegar. Þegar rætt er um laus eða óbundin steinefni eru grunneiginleikar taldir vera stærð, lögun og bergsamsetning.

PM Techmodel (Tæknispá)

PM Techmodel er tölfræðilegur hugbúnaður til að tengja saman áður nefnda grunn- og tæknieiginleika steinefna og greina prófunarniðurstöður. Hugbúnaðinn má nota til „sýndarmælinga“ á steinefnum, það er til að spá fyrir um mismunandi tæknieiginleika á fljótlegan hátt þegar mældir hafa verið einn eða fleiri grunneiginleikar og/eða tæknieiginleikar steinefnasýna.

Hægt er að greina innbyrðis tengsl eiginleika steinefnanna og þar með greina hvaða eiginleikar og prófunaraðferðir skipta mestu máli. Út frá greiningunni er því hægt að ákvarða hvaða prófanir eru nauðsynlegar og hverjum má sleppa. Einnig verður hægt að fá viðbætur sem meta notkunarhæfni steinefnanna út frá kröfum staðla, reglugerða og verklýsinga.

Þróun hugbúnaðarins er á lokastigi og er áætlað að fyrsta útgáfa PM Techmodel verði tilbúin í maí 2002. Tölfræðileg þróun forritsins er unnin af dr. Jürgen Pilz, tölfræðiprófessor hjá samstarfsaðila fyrirtækisins í Austurríki. Hugbúnaðurinn er kynntur nánar á veggspjaldi á ráðstefnunni.

PM Steinefnaskrá

Í tengslum við PM Techmodel er félagið, í samvinnu við Vegagerðina og fleiri samstarfsaðila, að búa til gagnasafn yfir steinefni sem inniheldur upplýsingar um eiginleika þeirra og landfræðilega staðsetningu. Nú hafa verið skráðar niðurstöður úr prófunum á steinefnum til vegagerðar fyrir tímabilið 1990-2001. Landfræðileg framsetning fyrir Internetið er í vinnslu í samstarfi við Landmat ehf.

PM Petroscope (Berggreinir)

PM Petroscope er mælitæki til sjálfvirkar greiningar á grunneiginleikum steinefna, þ.e. samsetningu, stærð og lögun. Með tækinu mun fyrirtækjum gefast kostur á rauntímaeftirliti með framleiðslu sinni í stað prófana sem nú taka daga og jafnvel vikur. Þróunarverkefnið hefur fengið viðurkenningu sem EVREKA-verkefni og er unnið í samvinnu íslenskra, finnskra, austurrískra, slóvenskra og enskra aðila.

Jarðskorpuhreyfingar á Reykjanesskaga frá 1998 til 2001

Þóra Árnadóttir¹, Halldór Geirsson², Erik Sturkell² og Páll Einarsson³

¹Norræna eldfjallastöðin, Grensásvegi 50, 108 Reykjavík. ²Veðurstofa Íslands, Bústaðavegi 9, 150 Reykjavík.

³Raunvísindastofnun Háskólans, Hofsvallagötu 53, 107 Reykjavík

GPS mælingar á Reykjanesskaga sýna umtalsverðar jarðskorpuhreyfingar á tímabilinu 1998 til 2001. Netið var allt mælt í júní og ágúst, 1998, og í tvennu lagi í apríl og júlí, 2001. Netið var aðeins mælt vestur fyrir Kleifarvatn í júlí árið 2000, í kjölfar Suðurlandsskjálftanna í júní, 2000, því ekki var vitað um stærð skjálftanna á Reykjanesskaga á þeim tíma. Unnið var úr gögnunum frá 2000 og 2001 með Bernese V4.2 hugbúnaði og notaðar nákvæmstu upplýsingar um brautir gervitunglanna (CODE precise orbits). Gögnin frá 1998 voru birt í grein eftir Sigrúnu Hreinsdóttur o.fl. (2001). Gögnin eru notuð til að meta jarðskorpuhreyfingar á svæðinu frá Reykjanestá, austur fyrir Hengil, á tímabilinu 1998-2001, með viðmiðunarstöð í Reykjavík.

Stærstu hreyfingarnar eru í grennd við Kleifarvatn (um 10 cm færsla í NV á stöð LAMB, sem er við sunnanvert vatnið). Þær stafa af misgengishreyfingu á sprungu við Kleifarvatn sem haggðist 17. júní, 2000. Einnig má sjá hreyfingar í grennd við Núpshlíðarháls og Hvalhnúkssprunguna, þar sem tveir aðrir skjálftar urðu sama dag. Líklegt er að yfirborðsbylgjur frá stærsta skjálftanum sem varð á Suðurlandi, 17. júní, 2000, kl. 15:40:41, hafi orsakað skjálftana við Hvalhnúkssprunguna kl. 15:41:07 og við Kleifarvatn kl. 15:41:11 (Kristín Vogfjörð, munnlegar uppl., 2002). Skjálftinn við Núpshlíðarháls varð kl. 15:45:27, hugsanlega vegna spennubreytinga í kjölfar Kleifarvatnsskjálftans. Auk þess innihalda GPS gögnin merki um landrek, sig vegna jarðhitavinnslu í Svartsengi og þenslu á Hengilssvæðinu.

Við notuðum líkan Sigrúnar Hreinsdóttur o. fl. (2001) til þess að leiðrétta fyrir plötuhreyfingum vegna landreks á tímabilinu. Þá eru stærstu færslurnar sem eftir eru vegna misgengishreyfinga í júní, 2000. Þær má skýra með einföldum líkönum, sem fundin voru með ólínulegum bestunaraðferðum (Þóra Árnadóttir og Segall, 1994). Líkanið fyrir Kleifarvatnssprunguna gerir ráð fyrir 4 km löngu misgengi með strikstefnu N11°A og halla um 60° til austurs. Færslan er blanda af hægri sniðgengishreyfingu (1.8 m) og um 0.5 m sigi. Líkanið fyrir Núpshlíðarháls gerir ráð fyrir 4 km löngu lóðréttu misgengi með strikstefnu N5°A. Færslan er að mestu hægri sniðgengishreyfing (0.2 m). Líkanið fyrir skjálftann nærri Hvalhnúkssprungunni er mjög illa ákvarðað. Vægi hreyfingarinnar (e. geodetic moment) metið með jöfnunni $M_0 = \mu A s$; þar sem μ er skúfstuðull, A er flatarmál misgengisins og s er færsla; er um 8×10^{17} Nm fyrir Kleifarvatnssprunguna og 5×10^{16} Nm fyrir Núpshlíðarháls. Töluverð óvissa er fólgin í mati á stuðlum í líkönunum vegna þess hve stutt er á milli sprunganna og landmælinganetið er gisið. Þess er vænst að nákvæmari líkөн fáist með samtúlkun InSAR (Pagli o.fl., 2002) og GPS mælinga af þessum atburðum.

Færslur á vestanverðum Reykjanesskaga á tímabilinu 1998-2001 einkennast af sigi við Svartsengi. Einfalt líkan með punktuppsprettu skýrir hluta hreyfinganna með um 5 cm sigi við Svartsengi. Eftir stendur hreyfing til suðurs sem stafar sennilega af röngu líkani fyrir plötuhreyfingar á svæðinu vestan Svartsengis.

Færslur á tímabilinu 2000-2001 eru mjög litlar, enda innan við eitt ár á milli mælinga og engir stórir jarðskjálftar á svæðinu á því tímabili.

Tilvitnanir:

Pagli, C., R. Pedersen, F. Sigmundsson and K. Feigl, Crustal deformation at the Reykjanes Peninsula, Iceland, from 1992 to 2000, measured by Satellite Radar Interferometry, 25th Nordic Geological Winter Meeting, Reykjavík, January, 2002.

Sigrún Hreinsdóttir, Páll Einarsson og Freysteinn Sigmundsson, Crustal deformation at the oblique spreading Reykjanes Peninsula, SW Iceland: GPS measurements from 1993-1998, J. Geophysical Res., 106, 13,803-13,816, 2001.

Þóra Árnadóttir og P. Segall, The 1989 Loma Prieta earthquake imaged from inversion of geodetic data, J. Geophys. Res., 99, 21,835-21,855, 1994.

